



TITLE:

岩盤浸透流の数値解析におけるモデル化手法の研究(Dissertation_全文)

AUTHOR(S):

大西, 有三

CITATION:

大西, 有三. 岩盤浸透流の数値解析におけるモデル化手法の研究. 京都大学, 1990, 工学博士

ISSUE DATE:

1990-03-23

URL:

<https://doi.org/10.14989/doctor.r7172>

RIGHT:

**岩盤浸透流の数値解析における
モデル化手法の研究**

平成元年10月

大 西 有 三

岩盤浸透流の数値解析における モデル化手法の研究

平成元年10月

大 西 有 三

目 次

第 1 章	序 論	1
1.1	はじめに	1
1.2	岩盤の力学解析とモデル化	4
1.3	岩盤浸透流解析のためのモデル化	7
1.4	本研究の目的と構成	11
	参考文献	18
第 2 章	連続性体としての岩盤浸透流解析	21
2.1	はじめに	21
2.2	飽和－不飽和浸透流の支配方程式	22
2.3	有限要素法による定式化	26
2.4	水分保持曲線のヒステリシス	32
2.5	飽和－不飽和浸透流の解析と実験との比較検討	37
2.6	飽和－不飽和 2 次元浸透流解析	44
2.7	飽和－不飽和 3 次元浸透流解析	50
2.8	まとめ	53
	参考文献	59
第 3 章	連続体としての準 3 次元岩盤浸透流解析	63
3.1	はじめに	63
3.2	岩盤地下水の準 3 次元支配方程式	65
3.3	準 3 次元解析と断面 2 次元解析の流出量比較	65
3.4	トンネルモデルによる水位変動解析	71
3.5	山岳地域のトンネル掘削に伴う地下水変動予測	76
3.6	まとめ	80
	参考文献	83

第4章	連続体としての擬似3次元岩盤浸透流解析	85
4.1	はじめに	85
4.2	鉛直スライス法による非定常擬似3次元浸透解析の 基礎方程式およびその定式化	86
4.3	スライス擬似3次元解析法	94
4.4	まとめ	107
	参考文献	110
第5章	連続体の浸透流逆解析	113
5.1	はじめに	113
5.2	逆解析法	116
5.3	平面2次元の不均質地盤における逆解析	118
5.4	層状地盤（深さ方向の不均質地盤）における逆解析	126
5.5	逆解析法におけるモデルの最適化	144
5.6	水位等高線による領域分割	148
5.7	まとめ	155
	参考文献	159
第6章	不連続体としての岩盤浸透流解析	161
6.1	はじめに	161
6.2	単一割れ目内の流れ	163
6.3	有限要素法によるネットワーク解析	169
6.4	直交系割れ目のある岩盤の浸透モデル実験と有限要素解析	190
6.5	ダム湛水池周辺地山の実岩盤浸透流解析	198
6.6	不連続性岩盤の等価連続体浸透流解析へのアプローチ	204
6.7	まとめ	216
	参考文献	221
第7章	変形を考慮した連続体としての岩盤連成解析	225
7.1	はじめに	225

7.2	応力・変形を考慮した浸透流解析の問題点	226
7.3	応力・変形を考慮した浸透流解析の基本方程式	228
7.4	解析結果と検討	237
7.5	不飽和状態の地盤の取り扱い	257
7.6	まとめ	260
	参考文献	262
第8章	熱変形を考慮した連続体としての岩盤連成解析	265
8.1	はじめに	265
8.2	支配方程式	266
8.3	材料非線形性	268
8.4	定式化	274
8.5	解析例	278
8.6	まとめ	283
	参考文献	285
第9章	二重空隙モデルによる連成解析	287
9.1	はじめに	287
9.2	二重空隙モデルの概念	288
9.3	基本方程式	290
9.4	有限要素定式化	297
9.5	解析例	298
9.6	まとめ	309
	参考文献	311
第10章	不連続性体としての岩盤連成解析	313
10.1	はじめに	313
10.2	不連続面を対象とする連成問題における支配式	314
10.3	有限要素法による定式化	319
10.4	ジョイント要素の構成関係	323

10.5	解析例	325
10.6	個別要素法による応力・変形と浸透連成解析	338
10.7	まとめ	352
	参考文献	354
第11章	浸透流解析のための不連続性岩盤モデル化	357
11.1	はじめに	357
11.2	岩盤モデル化のための入力定数の推定方法	361
11.3	現地調査	372
11.4	実岩盤への適用	373
11.5	浸透解析用の岩盤割れ目モデルの作成方法	380
11.6	岩盤の3次元モデル	386
11.7	地盤統計法 (Geostatistics)	392
11.8	地盤統計法の適用例	396
11.9	地盤統計法の利用に関する考察	414
11.10	まとめ	419
	参考文献	421
第12章	結 論	425
	謝 辞	428

第 1 章

序

論

1. 1 はじめに

岩盤中の水の流れという、広義には地表面から深い地下までの広い範囲を対象にしたものと考えられている。この岩盤中の水の流れ、すなわち岩盤浸透流の研究は土木工学、資源工学のみならず、理学、農学、地球科学など極めて多岐にわたっており、典型的な学際領域を形成している。たとえば、一般の地下水流れ、不飽和流れ、トンネル・ダム・斜面の安定、地盤沈下、物質やエネルギーの移動、熱対流シミュレーション、地震工学と地震予知などという広い範囲の社会的に関心の持たれている実際的な問題の解決がこの研究に求められている。

東海道線丹那トンネル工事において、大正14年6月、トンネルの真上にあたる丹那盆地ではそれまでもてあますほど豊富だった川や泉の水が減り始めた。住民たちはその原因がトンネルにあると考えた。その証拠にトンネル内では大量の水があふれ出しているではないか。工事関係者は一笑に付した。地下水は地表に近いところを流れ、それが泉や溪流の源となっている。トンネルは160mもの地下に掘られており、そんなところにまで盆地の水がしみ通るはずがない。しかし、それならトンネルを川のように流れている水はどこからくるのか。

これは湧水による崩壊に苦しめられた丹那トンネル掘削の苦闘を描いて話題となった吉村昭の小説「闇を裂く道」の一節である。現在のトンネル掘削でも”水を制すればトンネルを制す”といわれていることは青函トンネルの例を見ても明らかである。斜面に関しても難工事といわれるものの原因や自然斜面崩壊には水の影響が強いとされている。

こうした問題に対処するための浸透流の研究や技術は、長い間の幾多の豊富な工事経験を基にして進歩してきたこともあり、経験工学的な色彩が色濃く残っていた。しかし、最近の石油地下備蓄や放射性廃棄物の地中処分等の大規模プロジェクトは岩盤浸透流の理論的な取り扱いを強く要求してきており、新しい方法やアイデアの検討が始まっている。

土木工学分野で岩盤と水といえばダムが一番手に挙げられる。ダムは水を貯め

るのが本来の目的である。しかし、岩盤工学の基礎を創ることになった大規模なダムの決壊事故には、すべて、貯留した水に起因する岩盤浸透流が関係している。

フランスのマルパッセダムでは湛水時に基礎岩盤の断層に揚圧力がかかり、基礎の浮き上がりがアーチダムをねじり、結果的に大惨事を引き起こした。1959年のことである。事故の詳しい原因は長い間不明であったが、10年ほどして断層の応力とそこを通る水が複雑に絡み合って悪影響を及ぼしたことが実験的に明らかにされた。続いて1963年に起こったイタリアのバイヨントダムの惨事はダム本体の問題ではなく、貯水池周辺の地山斜面が水位上昇によって大崩壊し、貯水池の水を追い出してしまったことによる。記憶に新しい1976年のアメリカのテートンダムの決壊は水によるパイピングが引き起こしたものである。ここでもコア岩着部の応力と浸透の連成現象が引きがねとなっている。

斜面の崩壊は、ダムのみならず自然、人工をとわず斜面に集中豪雨などの水がからむと、わが国ではいたるところで見うけられる。斜面の崩壊は、身近だけに一旦起こると大きな人的・物的損害を与える。切取りによる人工斜面や自然のままの斜面はいずれも降雨中かその後に崩壊事故を起こすことが多い。また、前述のバイヨントダムのような例もある。防災という面からみると、岩盤斜面の安定性に浸透流がどう関わっているのか、その関連性を明らかにするのが急務と言えよう。

地下空間有効利用のかけ声がかましい地下構造物に関連して岩盤内の浸透流の問題を考えると、岩盤内の浸透水を排除しつつ岩盤を掘削し、空間を創って利用しようとするものと、岩盤内のさまざまな形の間隙を液体や気体で満たして利用するものの二つに大別される。前者は通常のトンネルや地下空洞であり、後者は最近になって実用化が進んできた地熱利用や蓄熱用といったエネルギー関連のものである。いずれの場合も岩盤の中を流れる流体の挙動を岩盤の挙動と共に把握し、予測や対策を立てる解析を行う必要があることには変わりはない。

ところが、地下空間利用における従来の例を見ると地下構造物の建設実績が多いわりには力学面の検討に比してそれに関連した地下水の調査・研究に関心が少なかったように思える。地下水の調査・研究には次のような問題の解決も求められている。燃料地下貯蔵・備蓄では水封すなわち水による油の封じ込め、気体の漏洩防止、空洞が海岸線に近い場合の地下水の塩水化、圧縮空気の地下備蓄では

空気の漏洩防止、放射性廃棄物地中処分では伝熱や放射性核種の移流・拡散、湧水量、水質、地下原子力発電所では、事故時の核種の漏洩、汚染物質の移流・拡散の問題が考えられる。また、地下空間としての岩盤の間隙を利用する方法として地熱発電に関する伝熱・熱輸送問題、熱エネルギーの有効利用として温水の地下備蓄での熱輸送問題がある。

岩盤構造物と水の関わりを考えると、岩盤の水理特性の把握、地質特性によって区分分けされる水理地質性状の把握、掘削時ならびに掘削後の地下水・地表水に及ぼす広域的な水文環境の検討などに加えて岩盤の安定性、施工性に関わる空洞周辺の水の流れに関する湧水量、水圧分布、流速性状など数多くの事項が検討の対象となる。湧水量や安定性に不安が残るときは水抜きに加えてグラウチングが行われるが、これも岩盤内の流体の移動に関することで岩盤の水理と密接な係わりがある。

地下水を利用し、管理していくためには、地下水の流れを定量的に把握し、さらにその変化を予測していくことが要求される。しかし、地下水は地下にあって目に見えず、流動量や水の採取による変化の状態を河川水のように直接現場で観測することは不可能に近い。このため、地下水ではただ一つの観測資料である地下水位（水頭）とその変化を基に、計算式により量的な関係を把握する方法がとられる。しかし、地下水の入れ物である水文地質構造が非常に複雑でその中の流れも変化に富んでいるため、重要な部分のみをとりだして数学的なモデルを組み立てていく作業が必要となる。

現実には岩盤モデル化とそれを用いた計算の結果が自然の実態に必ずしも近似した状態にならない場合が多い。それはまず、岩盤が複雑で、モデルにその本質を十分反映できないことによる。例えば、不飽和帯中の水の流動、被圧地下水と不圧地下水の関連性など不明瞭な部分も多い。次に、本質となる部分の一部しかモデルに表現されない場合である。すなわち、地盤・岩盤は三次元挙動を示すものであり、平面二次元や鉛直二次元解析ではモデル化が不十分と言わざるを得ない。三番目はモデルを決定づけるパラメータや入力する値が不備であったり、実際と異なった値で計算されたりする場合である。さらに、モデルを位置づける境界条件、初期条件の設定が不完全である場合も多い。

幾多の問題点をはらみながらも岩盤の浸透流解析法は着実な進歩を遂げて来て

いる。本研究では、コンピュータという現代の道具をどのように浸透流解析に利用するか、またその時、複雑な地盤・岩盤をどのようにモデル化して解析するのかについて基本的な考えを論じる。

1. 2 岩盤の力学解析とモデル化

従来からの岩盤の力学解析では、弾性学、塑性学を主体とした連続体の力学が用いられてきた。この場合、岩盤は等方性あるいは異方性の、局所的には均質材料からなる連続体であるという仮定を設定して解析が行われている。一方、岩盤本来の姿を見ると、数多くの割れ目やき裂が存在し、岩盤は不連続性体であると考えるのが自然である。このように岩盤を不連続性体として解析する力学系を、連続体の力学に対して、不連続体の力学と仮に名付けると、この力学は今芽生えの段階を過ぎて成長期を迎えたといえよう。この傾向は浸透流解析の研究においても同様である。

さて、岩盤を不連続性体としてとらえる最も簡単な方法は、従来から蓄積を重ねてきた Rock Characterization (岩盤の特徴づけ、あるいは岩盤総合評価) であり、これを基にして不連続性を加味した力学特性、水理学特性が決定されている。すなわち、熟練技術者の経験に基づく工学的総合的判断によって岩盤の特性を判断しているのである。この場合、通常は不連続面の影響を考慮した等価な連続体としての工学定数が定められることになる。岩盤の評価から直接工学的定数の評価が可能になれば理想的であるが、その工学定数は単に指標としてしか利用できない。そのため、岩盤のモデル化や定数決定に際して、少なからぬ曖昧さが残ることになっているのが現状である。これに対し、現在別の角度からの解析的なアプローチとして、岩盤不連続面の幾何学的形状を把握し、これを工学的評価に利用しようとする試みが行われるようになってきている。

岩盤内に含まれる不連続面の大きさ、方向、位置などの幾何学的形状の評価には、決定論的 (Deterministic) 不連続性体として取り扱う方法と、等価連続体として取り扱う方法の2つに大別されている。前者は、不連続面の存在すべてが既知として解析を行おうとする方法であるが、現実には不可能であり、何らかの統計処理を施した後に、理想化したモデル化が行われている。後者は、実際の岩盤から得られた不連続面に関する調査データを統計処理し、不連続性岩盤を等価な

連続体に置き換えて解析する方法であり、古くは等方性体や異方性体へ置き換えての解析、新しくはクラックテンソル、損傷テンソルなどを基にした連続体を用いた解析が知られている。

こうした解析を利用しながら、岩盤構造物を作るまでの作業手順を調査から施工まで追ってみると、Fig. 1.1のようになる。実線は普通の作業手順を示し、岩盤モデルを決定し、その材料定数を何らかの方法で定め、解析を行い、最終的な設計施工へと移る。ところが、材料定数の決定に経験的判断が大いに入るため、その補助手段として逆解析と呼ばれる方法論が登場してきた。逆解析は、地盤・岩盤に外的攪乱を与え、そのレスポンスを計測することによって定量的な材料定数を客観的に得ようとするものである。Fig. 1.1の点線は逆解析の流れを示しており、いろいろな経路が考えられる。しかし、この方法でも岩盤モデルを組み立てた上での解析という制約が入る。また、不連続性体での逆解析は大変なむずかしさが予想される。

手法的に困難さを伴う決定論的不連続性体の取り扱い方法は、それでも着実な発展をとげている。不連続面を多く有する現実の岩盤を、そのまま細かく表現するのは不可能であるが、理想化・単純化された形でいくつかの解析手法が提案されている。すなわち、岩盤の力学的挙動を解析する代表的な方法には有限要素法(FEM)、RBSM(剛体ばねモデル法)、個別要素法(DEM)があり、有限要素法とRBSMは不連続面をジョイント要素で表現し、連続体解析的な考えで解かれている。個別要素法は、岩盤を構成する岩塊の個々の動きを、大変形になるまで追跡できる特異な手法であり、空洞壁面や掘削斜面の崩壊ならびに、崩壊後の挙動と形状を知ることができる。さらに最近、不連続面の幾何学的形状が判明すれば、どのブロックが最も危険かを判定できるブロック理論が開発され、DEM, FEMとの連成解析も検討されている。

いずれにせよ、岩盤を現実的にモデル化するためには、原位置の正確な情報が必要である。また、最近では次々と新しいモデルが開発されており、3次元モデルに限ってみても、3次元円盤モデル、en-echolenモデル、Dershowitzモデルと徐々に改良されたモデルが発表され、解析の基となっている。

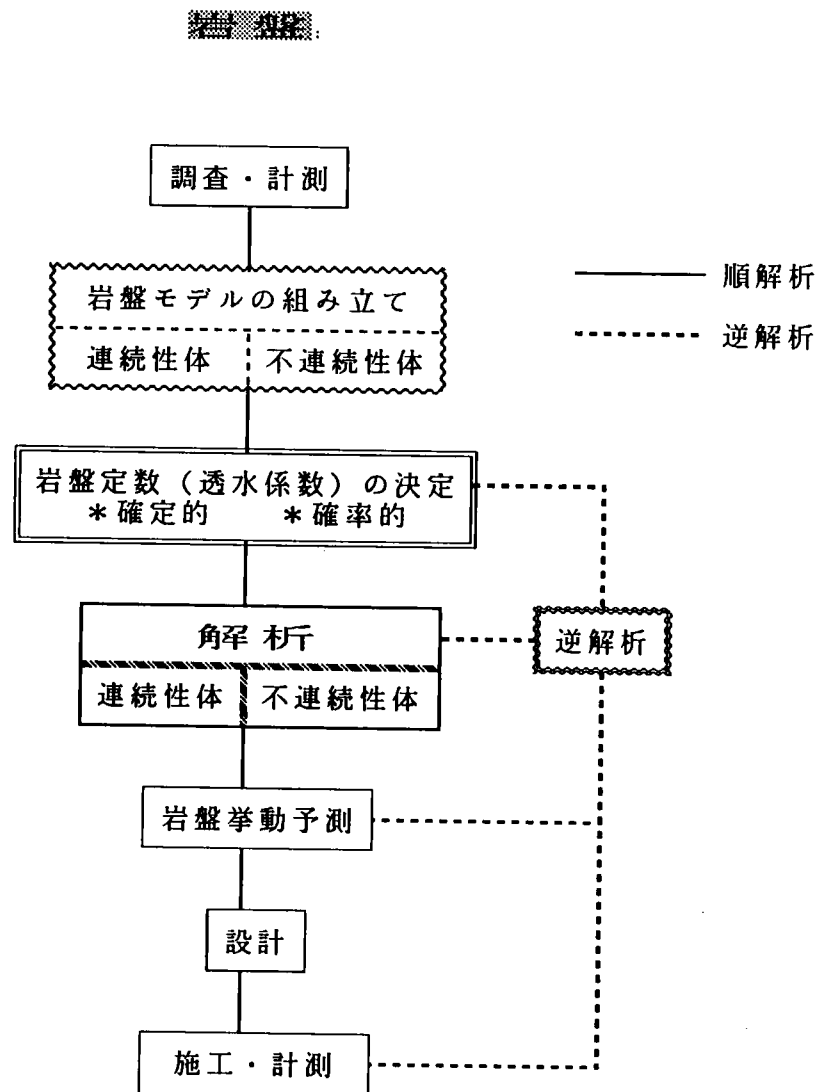


Fig. 1.1 岩盤解析手順のフローチャート

1. 3 岩盤浸透流解析のためのモデル化

岩盤浸透流を考える場合、すべては岩盤の挙動把握に始まる。ここではどのような問題が対象となり、それが岩盤とどう関係しているか検討する。Table 1. 1 に岩盤浸透流で取り扱う内容を整理して示したので、詳細を順次説明する。

まず、水が流れる媒体としての岩盤を剛体とみるか、変形体とみるかによって取り扱いが大きく変わる。通常は岩盤を剛体として水の動きのみを考慮の対象にしているので、その場合の浸透問題を考えてみよう。

土木構造物であるダムやトンネル、地下空洞の場合、最も問題になるのが岩盤透水係数の評価である。原位置試験、すなわちルジオン試験によってその値を推定することはほぼ標準的に決っているが、よりよい方法への模索は続けられている。ダムの場合は、グラウチングの施工性、パイピングの取り扱い、地下水変動と地山の挙動、層流・乱流状態と漏水量の把握、止水方法などがある。トンネルでは、湧水量の推定、周辺地下水への影響、突発湧水の予知、水による切羽・側壁の崩壊などがある。地下の空洞や放射性廃棄物地層処分では難透水性の岩盤内の浸透挙動がさらに加わる。廃棄物では長期的な水循環特性の把握も重要である。斜面安定になると少し事情が異なり、土質工学との関連が深くなり、風化・変質に伴う透水性の変化、パイピング、間隙水圧の挙動が話題に上る。

また、岩盤が地表面に近いとき、あるいは掘削面に近くなると不飽和問題が生じる。この場合岩盤の不飽和特性を評価するのが基本であるが、境界条件としての降雨や周辺地山からの流入量の推定が重要となる。

岩盤内の流体が水に限らない場合もある。グラウトではセメントの懸濁液、圧気工法や岩盤内圧縮空気貯蔵では空気、石油採取の水攻法では高分子溶液、地熱開発や廃棄物では水の相変化による蒸気、石油備蓄では油とさまざまなものが岩盤の中に送り込まれ、水と相互作用を起こす。また、水は熱を効率よく運ぶのでその影響も考慮する必要がある。

岩盤が変形体である場合（実際にはそうであるが）、その変形性が顕著に現れる場合、連成作用を考えねばならない。岩盤内では水は応力的に間隙水圧として働くので、有効応力の原理を用いて問題が検討される。先に述べたように、土木工事は水に左右されるといっても過言ではないが、これは連成作用の影響である。掘削時の湧水による崩壊あるいは過大変形、水位変動によるフィルダム堤体や斜

面の変動、緩み域の発生と透水性の変化、過度の湧水による地表面沈下、注入や湛水による微小地震動の発生も直接関連するテーマである。

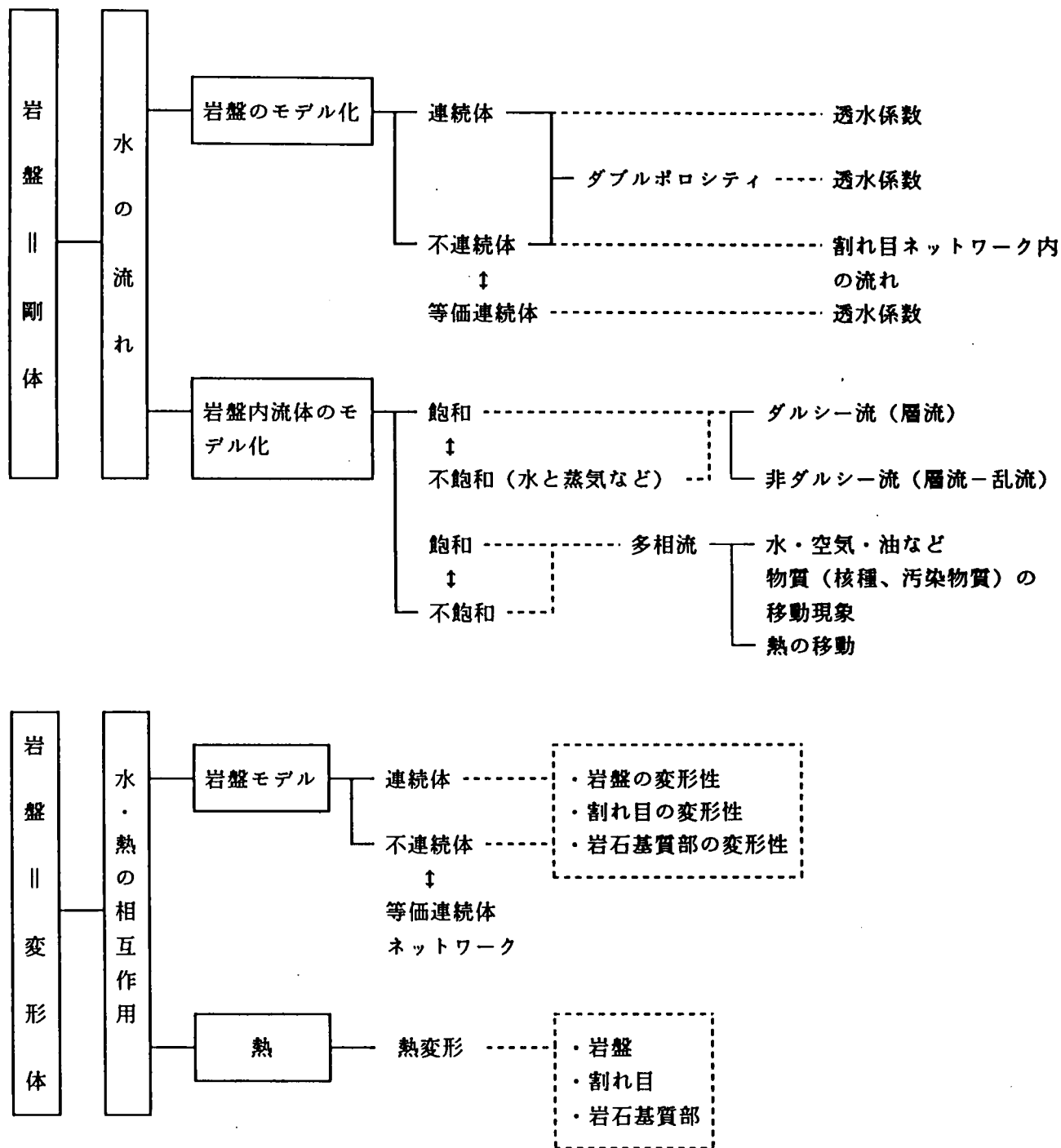
連成問題には応力・変形と水以外にも熱と水の相互作用がある。連成問題をもっと広く考えると、Hudson(1985)の指摘するFig. 1.2に示すような広範な相関マトリックスが出来上がる。そこでは、岩石の構造特性、初期応力、掘削による影響、熱などたくさんの要素を考慮することになる。

岩盤浸透流解析を行う場合、岩盤を剛体とするか、変形体とするかが決まると、水を通す媒体としての岩盤を1. 2で述べたのと同じように、モデル化しなければならない。これより後の手順は岩盤力学解析の場合と全く同じである。ただし、岩盤不連続性解析において、力学では割れ目の力の伝達性や抵抗性を問題にするが、浸透流解析では割れ目の連結性、通水性（透水性）を重要視する。その場合、不連続面を平行2枚板で表した、理想化された有限要素法が用いられることが多いが、岩盤の幾何学的形状モデル化手法の発展とともに、3次元化へと向かっている。

浸透流解析では、Table 1.1で示したように、岩盤以外にも岩盤内に存在する流体のモデル化を考えなければならない。間隙が飽和されているかどうか、飽和状態の水の場合、層流か乱流、不飽和状態では水と空気の多相流れ、場合によっては油や塩水との多相流などをモデル化の際に決定する必要がある。さらに、流れに乗っての物質の移流現象、熱の拡散に対流も問題となる場合がある。

以上に論じた解析方法を検証するためにも、また岩盤の基礎的な性質を知るためにも原位置試験または室内実験が必要である。浸透流の現場試験法としては、注入試験、揚水試験、トレーサー追跡法による試験などが考案されている。注入試験はボーリング孔からその周辺岩盤へ流体（通常、水）を圧入し、定常時の圧力と流量の関係を求めるものであり、一般にはルジオン試験で代表される。水の代わりに空気やガス、場合によっては高粘性流体（高透水性岩盤に対して）が使われることもある。また、ボーリング孔間のつながり具合を評価し、特定方向の大局的な透水係数を求めるものに干渉試験がある。さらに孔間計測を発展させたものにストリーパ計画で開発されたシヌソイダル(sinusoidal)法がある。これは送信孔で水圧を三角関数曲線に沿って変動させ、受信孔での応答状態から水頭拡散率を評価し、周波数応答から透水量係数、貯留係数を求めるものである。

Table 1.1 岩盤浸透流で取り扱う内容の分類



ボーリング孔あるいは井戸から地下水をくみ出すときには揚水試験となる。この時には揚水量、井戸の水位低下または周辺地盤の水位低下から透水係数が計算される。また、湧水圧を測ったり、J F T 試験を採用することもある。トレーサー法では、R I (radio-isotope)、塩水、蛍光染料などが井戸の中に注入される。透水性は他の井戸での希釈の程度や、そこに至る伝達時間から計算される。単孔でホウ素の拡散を利用して微流速を計測し、透水性を割り出す流速・流向試験という新しい方法も考案されている。

ボーリング孔を用いて交差する岩盤の割れ目を選び、その一つに圧力をかけたり、トレーサーを流して実験を行う方法も考案されている。その場合、トリプルパッカー以上のパッカー方式を用いる。

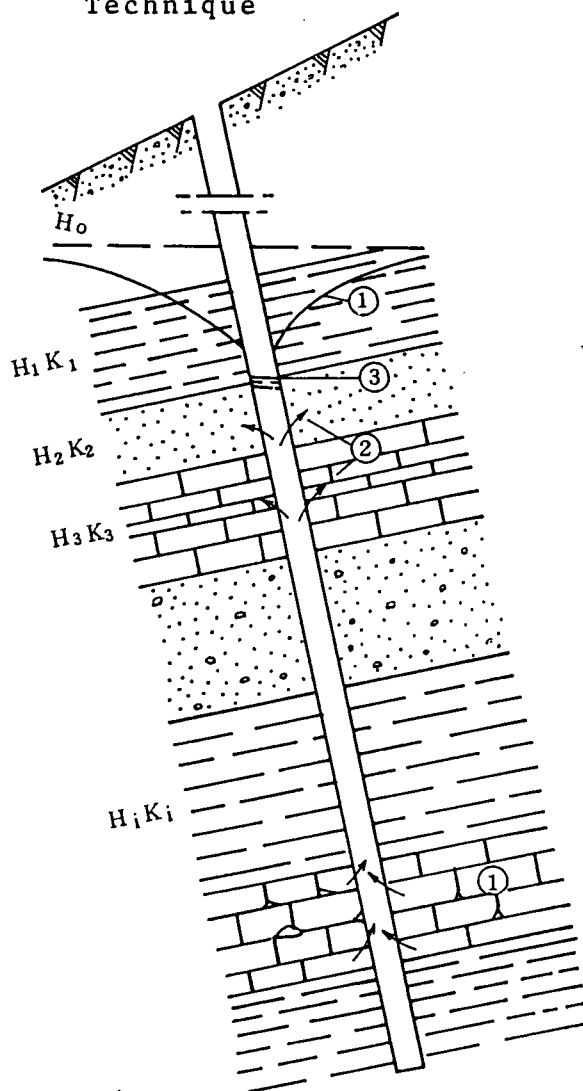
最近の進歩が著しいのは原位置での計測機器である。計測量としては間隙水圧、流速、流量、温度、トレーサー濃度、比抵抗がある。特に間隙水圧の計測は、従来がともすればボーリング孔の水位計測で水圧を代表させていたものに代わる働きを目指している。岩盤が不均質な場合、水面が中に幾つもある可能性があり、水位測定はその可能性をなくしてしまう (Fig. 1.3)。ボーリング孔内で多点計測が可能な装置はいくつかの国で実用化され、大きな成果を挙げている。

実験室内で岩盤の透水性を求めるには、岩盤の特性を表しうるに足る十分に大きな試料を用意しなければならないが、実際には個々の割れ目の透水性を調査することに終ることが多い。この実験の解釈には平行二枚板モデルによる式が使われる。割れ目の開口の程度、割れ目の表面粗さ、そして割れ目の間隔等の地質的要素は現場で測定されたものを用いる。また、接触の面積を調べたり、割れ目に液晶を流し込んで固めてその流路を見る方法も考えられている。

1. 4 本研究の目的と構成

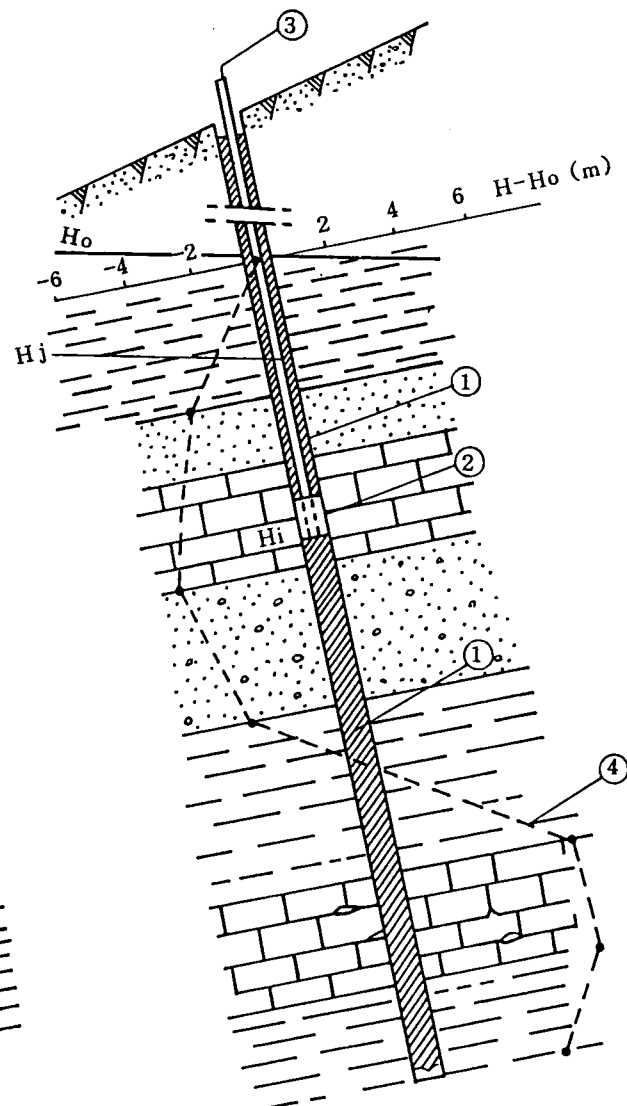
岩盤浸透流の大きな課題はそのモデル化と解析法である。岩盤ならびにその中に存在する流体をどのようにモデル化するかによって解析法が大きく変わる。本研究においては、岩盤浸透流に関わるさまざまな現象をとらえるのに、どのようにモデル化を行い、どのように数値解析を利用するかについてまとめた。これらにおいて、岩盤が連続体、または不連続面を含む等価連続体であれば、岩盤の透水係数の決定は最優先である。同じく、透水係数が重要なものに、連続体と不連

a) Conventional Technique



- ① Drainage due to the borehole
- ② Flow in layers at low piezometric head
- ③ Resulting level

b) New Technique



- ① Generalised packer
- ② Measurement cell
- ③ Pressure measurement
- ④ Piezometric log

Fig. 1.3 多点間隙水压測定システム

続体の折衷をもくろんだ2重空隙モデルもある。不連続面のネットワークのみに注視したモデルも提示されている。解析的には逆解析による透水性の決定法も有力な手段として用いられている。

地盤、岩盤、水に関わらず解析に用いられる基本式は、熱力学過程において、連続体（広義の）である物質が必ず満足しなければならないものである。それらの基本式は：

連続の式（質量保存則）

運動方程式（運動量保存則）

エネルギー平衡式（熱力学の第1法則）

として、よく知られている。以上3つの基本式の中で、物体力と熱源強度が既知とすると、時間と位置（空間）に関する方程式が成立する。この他に制約条件としてClausius-Duhemの不等式、すなわち熱力学の第2法則が付加される。これらの熱力学系の式を解くには、さらに連続体の物理・力学特性を規定する構成式が必要である。

この基本式から考えると、解析の対象は岩盤であっても、地盤であっても連続体であるとモデル化すれば、その中に存在する水が同じ（同じようにモデル化された水）であれば解析手法は岩盤、地盤全く区別なしに利用できる。また、連続か、不連続かを議論しているのは岩盤の幾何学的性質についてであり、基本式が不連続になるという意味ではないことは明らかである。

本論文は、この序章を含め、12の章で構成されている。2章から10章までのそれぞれの研究内容を、種々のモデル化と解析方法についてどのような関連性があるかTable 1.2に比較して示した。2章から6章まで岩盤を剛体としているのは、浸透流だけを考慮しているからである。通水させる媒体としての岩盤の空隙が平均的に連続しているか、離散的であるかによって連続体モデル、不連続体モデルと名付けている。7章から10章は媒体としての岩盤が間隙に存在する水やその他の因子によって変形し、浸透流の挙動に影響を及ぼすことを考慮に入れている。2重空隙モデルは岩盤の不連続性をインプリシットな（陰な）形で解析に取り込む方法である。以下、各章の概略と論文の流れを説明する。

2章では、岩盤浸透流解析の基礎を説明する。対象が岩盤であれ、地盤であれ、水を流す媒体が剛体連続体であるという仮定のもとでは、浸透流の基本式は、水

Table 1.2 岩盤解析手法、岩盤モデル化に関する各章の仮定項目比較表

章名	岩盤変形性	岩盤のモデル	岩盤定数の同定	解析次元（数値解析手法）
2 章	剛体	連続体モデル	順解析	2、3 次元 (F E M)
3 章	剛体	連続体モデル	順解析	準 3 次元 (F E M)
4 章	剛体	連続体モデル	順解析	擬似 3 次元 (F E M)
5 章	剛体	連続体モデル	逆解析	準 3 次元 (F E M)
6 章	剛体	不連続体モデル	順解析	2 次元、準 3 次元 (F E M)
7 章	変形体	連続体モデル	順解析	2 次元 (F E M)
8 章	熱変形体	連続体モデル	順解析	2 次元 (F E M)
9 章	変形体	2 重空隙モデル	順解析	2 次元 (F E M)
10 章	変形体	不連続体モデル	順解析	2 次元 (F E M, D E M)

の連続式と運動方程式であるダルシーの法則から導かれる。これらの式を有限要素法で定式化し、2次元・3次元の浸透流解析手法を構築する。また、浸透流解析で不飽和状態を考慮できるようにし、不均質岩盤の自由水面の解析的取り扱いを容易にする方法を提示している。解析手法の妥当性を検証するために実験の結果と比較したのち、実岩盤への適用を試みている。

3章、4章は2章の方法論に準拠した上で、3次元解析法の簡易形である準3次元解析法とそれを一般化したスライス法による擬似3次元解析法について論じる。実岩盤は3次元であるので、理想的には3次元解析が有効である。しかし、3次元的地盤特性の調査等技術的にまだ困難な問題が残っており、またさらに、計算機の大型化・高速化にもかかわらず、今日でもまだ費用や計算時間等の点で、実際の調査設計に使用するには実用的でなく、研究段階での使用に留まっている。一方、2次元解析では、3次元的现象を表現するには無理な点が多々ある。したがって、3次元の要素を加味しながら2次元的に解析を行う、すなわち、滞水層定数を水頭の関数とした地下水の準3次元解析手法が実用的である。ここで述べる2つの方法は、境界条件、初期条件も含めて岩盤モデルの設定をうまくやると3次元解析の結果と遜色のない結果が得られる効果的な方法である。

2章から4章までの解析手順は、通常行われているものでこれを順解析と呼んでいる。この手順で浸透流解析を行う際に最も重要なのは、滞水層定数の決定である。実際の地盤においては地層の形状がきわめて複雑で連続性にも乏しいため、現地における種々の調査のみでは信頼性の高い滞水層定数を求めることは困難である。そこで地盤の地下水位を観測し、その値から滞水層定数を求めるという逆解析手法が開発されている。5章では、順解析の逆の手順で、計測の結果を用いて基の岩盤の材料定数を決定する方法について述べ、解析方法の妥当性について検討する。

6章では、2章から5章までの連続体解析と異なり、岩盤を不連続性剛体と仮定したときに用いるべき解析モデルと解析手法について論じる。割れ目やき裂、断層等を含む不連続性岩盤内の浸透流を取り扱う分野は多い。土木工学では、ダム基礎岩盤の浸透流、ダム貯水池周辺地山からの漏水、トンネルや地下空洞など地下構造物への湧水、人工ならびに自然斜面の安定に係わる浸透水の問題に直面している。水文地質学や資源工学では、不連続性の岩盤を循環する水が大きな役

割を占めているとして、精力的な研究が行われている。しかし、割れ目の透水性を求めるのが困難なこと、複雑な割れ目システムをどのようにモデル化するか確定していないことなどにより、研究が遅れていた。ところが、解析の対象となる構造物に比較して岩盤の平均的な割れ目の間隔 (spacing) が大きい場合には連続性体解析は不適当だとして、Wilsonら (1970) は、その目安を提示して後、岩盤浸透流に関連する種々のプロジェクトが出現したため、不連続性岩盤の水理特性についての研究が大きく進展してきている。こうした研究の成果を勘案しながら、本章では、1次元モデル解析、2次元浸透実験、準3次元解析法についての方法論と適用性について述べる。

7章に至って、岩盤が変形体であるという仮定を新しく導入する。基本式は、水に関するものと岩盤自体のものが必要となる。岩盤の基本式には、連続の式 (微小変形では自動的に満たされる)、静的問題ではつり合い式である運動方程式、熱問題ではエネルギー平衡式が要求される上に、熱力学の第2法則で制約される構成式が必要となる。岩盤は線形弾性連続体であるという最も簡単な仮定のもとで、応力・変形-浸透連成問題の有限要素定式化を行う。連成の考え方の重要性は、土質力学では圧密理論として認められており、岩盤でも掘削による応力解放の影響、揚水による周辺岩盤の沈下・変形、大きなスケールではプレート・テクトニックスの横方向力による大陸棚層の間隙水の絞り出しなど幾多の問題が知られている。解析例としてトンネル掘削時の周辺地盤の沈下、揚水による多層系地盤の間隙水圧の変化などに示し、解析方法の妥当性を検討している。

岩盤内に周囲と異なる熱源が存在する場合、温度変化は岩盤の挙動に影響を及ぼす。この要因は、低温貯蔵、省エネルギー構造物、廃棄物地中処分など今日的なテーマと深く関わってくる。したがって、8章では熱、水、岩盤という3つの相互作用を考慮した連成解析のために、7章で導いた式にエネルギー法則を加え、有限要素法で定式化を行っている。

岩盤内の浸透を解析するのに、6章で示す等価連続体モデル、割れ目ネットワークモデルなどがある。等価連続体モデルは、対象となる不連続性岩盤を等価な多孔質の連続体で置き換えるもので、クラックテンソルあるいはLongらによる透水係数テンソルの評価手法などの研究と共に、多数の割れ目を含む不連続性岩盤内の透水特性を巨視的に表現する特別なモデルとして、2重空隙モデル(double

porosity model) が考えられている。石油工学と関連した揚水問題の解析に用いられてきたものであり、統計的概念を加味した数学的技巧を要するものである。9章では、このモデルを連成問題に拡張し、岩盤の等価連続体応力、浸透流解析を実施する。

10章は不連続体の有限要素法による連成解析手法について考察している。さまざまな研究(Snow, 1968; Raven・Gale, 1977; Gale, 1981)は岩盤特に結晶質の岩盤の透水係数が深さとともに減少することを明らかにしている。この原因としては、深さと共に増加する地山応力のために割れ目が閉合する、深いところでは割れ目の密度が減少し、割れ目の大きさも小さくなるなどが考えられる。単一割れ目の室内実験では载荷応力の増加が、著しい透水係数の減少を招くことはよく知られている(Ohnishi, 1972; Iwai, 1976; Gale, 1980)。このように、岩盤の不連続な部分は力学的にも水理学的にも岩盤の挙動に多大の影響を及ぼすため、その影響を解析するために有限要素法による応力・変形解析が実施されている。なかでも特定の不連続面を考慮し、岩盤などの非弾性特性を加味して解析するための手段としてジョイント要素が数多く利用されている。本章では、力学解析での手法を転用し、連成解析に用いている。その他に、不連続部を岩盤の挙動の支配的要因と考えた個別要素法を連成解析に応用した例を示す。

11章では不連続性岩盤の解析の基になる岩盤のモデル化について、モデル化のための割れ目情報の収集方法、統計処理の考え方、浸透流解析のための定式化の方法について述べる。岩盤のモデル化は岩盤工学の一大テーマである。特に、3次元モデルの設定方法については議論百出の状態であり、全く整理がされていない。本章では3次元解析の手がかりを得ることが出来ると思われる地盤統計法の概略とその利用意義について論じる。

12章は以上の研究成果をまとめた結論である。

第 1 章 参 考 文 献

- Barenblatt, G. I., Zheltov, Iu. P. and Kochika, I. N. (1960): Basic Concepts in the Theory of Seepage of Homogeneous Liquids in Fissured Rocks (strata), PMM, Vol. 24, 852, pp. 1286-1303.
- Dershowitz, W., Herbert, A. and Long, J. (1989): Fracture Flow Code Cross-Verification Plan, STRIPA Project Technical Report No. 89-02, Swedish Nuclear Fuel and Waste Management Co.
- Iwai, K. (1976): Fundamental Studies of Fluid Flow Through A Single Fracture, Ph.D. Thesis, Univ. of Calif., Berkeley.
- Gale, J. E. (1975): A Numerical, Field and Laboratory Study of Flow in Rocks with Deformable Fractures, Ph.D. Thesis, Univ. of Calif., Berkeley.
- Hudson, J. A. (1985): A Conceptual Approach to Complex Interactive Rock Mechanics Problems, Japan Symp. Rock Mechanics, Kyoto.
- Long, J. C. S., Remer, J. S., Wilson, C. R. and Witherspoon, P. A. (1982): Porous Media Equivalents for Networks of Discontinuous Fractures, Water Resources Res., V. 18/3, pp. 645-658
- Louis, C. (1969): A Study of Groundwater Flow in a Jointed Rock and Its Influence on the Stability of Rock Masses, Imperial College Rock Mech. Report No. 10, London.
- Louis, C. and Perrot, M. (1972): Three Dimensional Investigation of Flow Conditions at Grand Maison Dam Site, Proc. of the Symp. on Percolation Through Fissured Rock, Stuttgart.
- Maini, Y. N. T. (1971): In Situ Hydraulic Parameters in Jointed Rock; Their Measurement and Interpretation, Ph.D. Dissertation, Imperial College, London.
- 小田匡寛、前沢卓郎、数納慎悟、羽出山吉裕 (1984): クラックテンソルによる岩盤透水係数の評価、第6回岩の力学国内シンポジウム講演論文集。

- Ohnishi, Y. (1973): Laboratory Measurement of Induced Water Pressures in Jointed Rocks, Ph.D. Thesis, Univ. of Calif., Berkeley.
- 大西有三・安部吉生・長野恵一・河野正雄 (1984): 岩盤工学への個別要素法の適用に関する 2、3 の試み、第16回岩盤力学に関するシンポジウム、土木学会、pp. 31-35.
- 大西有三・鍵本広之 (1988): 岩盤割れ目性状の評価方法に関する一考察、土木学会論文集、第400号 / III-10、pp. 29-38.
- 大西有三・西野賢治 (1984): 岩盤調査による割れ目情報を利用した岩盤浸透解析、第16回岩盤力学に関するシンポジウム、土木学会、pp. 76-80.
- 大西有三・西野賢治 (1984): 不連続性岩盤の準三次元浸透解析、第6回岩の力学国内シンポジウム講演論文集.
- Ohnishi, Y., Shibata, H. and Nishigaki, M. (1985): Finite Element Analysis of Seepage Flow in Regularly Jointed Rock Mass, 5th Int. Conf. on Numerical Methods in Geomechanics, Nagoya.
- Parsons, R.W. (1966): Some Properties of Idealized Fractured Rock, Soc. Petr. Eng., June 66, pp. June 66.
- Priest S.D. and Samaniego, A. (1983): A Model for the Analysis of Discontinuity Characteristics in Two Dimensions, Proc. 5th Congress Int. Soc. Rock Mech., Melbourne, Australia.
- Serafim, J.L. (1968): Influence of Interstitial Water on Behavior of Rock Masses, Chapter 8, Rock Mechanics in Engineering Practice, edited by Stagg and Zienkiewics, Wiley.
- Sharp, J.D. (1970): Fluid Flow through Fissured Media, Ph.D. Dissertation, Imperial College, London.
- Snow, D.T. (1965): A Parallel Model of Fractured Permeable Media, Ph.D. Dissertation, Univ. of Calif., Berkeley.
- Warren, J.E. and Root, P.J. (1963): The Behavior of Naturally Fractured Reservoirs, Journal of the Society of Petroleum Engineers, Sept.

Wilson C.R. and Witherspoon P.A.(1970): An Investigation of Laminar Flow
in Fractured Porous Rocks, Internal Report, Dept. Civil Eng.,
University of Calif., Berkeley.

Wilson, C.R. and Witherspoon, P.A.(1970): Steady State Flow in Rigid
Networks of Fractures, Water Resources Research, Vol.10, No.2.

吉村 昭(1988): 閘を裂く道(上、下)、文芸春秋社

第 2 章

連続体としての岩盤浸透流解析

本章では岩盤を連続体であると評価し、連続体として行われる 2 次元ならびに 3 次元の飽和－不飽和浸透流解析の方法論を述べる。

2. 1 はじめに

岩盤の内部を流れる水の動きを定性的にも定量的にも把握するために、試験と計測、解析とさまざまな試みがなされてきた。複雑な不連続面のネットワークを内包する岩盤を最も簡単でかつ実用的にモデル化するには、平均的な物性を設定した連続体と仮定することであることは、経験的によく知られた方法である。岩盤が連続な多孔質体であるという仮定の下では、従来からの土質工学で使われてきた種々の方法が解析に利用できる。特に、有限要素法、差分法などの数値解析が電子計算機の進歩とともに有力な手段として用いられる。

それらの手法の中で、有限要素法は差分法と比較して浸透領域内の不均質性や異方性の導入が容易であり、また、浸透領域内の任意の境界および水頭が急激に変化する領域に対応できるように要素の形状と大きさを場所によって任意に変えることができるなどの利点がある。これらの利点により、有限要素法による多くの浸透解析の研究報告がなされている (Finn(1967), Taylorら(1969), Neuman and Witherspoon(1970), 赤井ら(1975))。

飽和領域内の地下水の挙動だけを対象とした有限要素法による浸透解析では、自由水面より上部の不飽和領域(毛管水帯、懸垂水帯)は考慮されていない。しかし、地下水が移動する際には、不飽和領域の保水状態および不飽和透水係数は飽和領域の透水係数や貯留係数と同様に重要な役割をはたす。特に境界面の水位上昇に起因する浸透解析や降雨の浸透解析を行うときには、飽和状態のみの地下水の挙動を対象としていては解析が不十分である。不飽和領域内の浸透解析としては、1 次元の鉛直あるいは水平浸透の問題についてはYoungs(1957)、Philip(1

957)の研究があり、2次元、3次元問題の差分法による浸透解析としてRubin(1968)、Freeze(1971)の研究が知られている。一方、有限要素法による飽和-不飽和浸透流の解析法は、Neumanの研究(1973, 1974)から始まり急速に一般に受け入れられつつある。

飽和流のみを考慮した有限要素法による不圧滞水層中の地下水の浸透解析では、自由水面の位置を決定するために多くの努力が注がれ、種々の手法が提案されてきた。しかし、飽和-不飽和領域内の浸透解析では、全水頭を圧力水頭と位置水頭の和と仮定し、飽和領域では圧力水頭が正、不飽和領域では圧力水頭が負であると仮定する。この方法によると、自由水面は圧力水頭が零の点を連ねた面となる。すなわち、この面は飽和領域と不飽和領域の境界面であり、自由水面上の節点を各時間段階ごとに移動させるなどの手間が省略され、計算が非常に簡単になる。ここでは、飽和-不飽和浸透流解析の方法論と適用例について述べる。

アースダムの上流側水位上昇に起因するダム内部の地下水の挙動の問題、河川堤防の外水位上昇による堤防内部の地下水の挙動の問題、および地盤内の地下水位回復のための注水による地下水位上昇挙動などの問題の解析は、ここに述べる方法と高速の電子計算機を利用することにより、複雑な現象であるそれらの問題を解明する端緒を得ることができる。

2. 2 飽和-不飽和浸透流の支配方程式

飽和-不飽和状態の地盤中を運動する水に対する連続の式は、質量保存則より導かれたRichards(1931)の方程式を用いると、

$$-\operatorname{div} \rho v = -\nabla \cdot \rho v = -\frac{\partial}{\partial t}(\rho \theta) \quad (2-1)$$

ここに、 ρ : 水の密度、 v : 流速、 θ : 土の単位体積に含まれる水の体積で定義される体積含水率。

一方、地盤中の水の運動を規定する運動方程式としては、透水係数 K が体積含水率 θ もしくは毛管ポテンシャル Ψ の関数と仮定した上で「輸送現象」の場合と同様な考えより導かれたDarcyとBuckinghamの方程式 (Swartzendruber(1969)) より

$$v = -K(\theta) \nabla h \quad (2-2)$$

ここに、 $K(\theta)$ は 2 次の透水係数テンソル、 h は全水頭で、

$$h = \Psi + x_3 \quad (2-3)$$

すなわち、圧力水頭 Ψ (不飽和状態では毛管ポテンシャル) と位置水頭 x_3 の和で定義される。

式(2-1)、(2-2)、(2-3)より

$$\operatorname{div} \rho K(\theta) \nabla h = \frac{\partial}{\partial t}(\rho \theta) \quad (2-4)$$

が導かれるが、この式(2-4)が飽和不飽和領域の浸透流の支配方程式である。式(2-4)において水の密度 ρ が空間、時間に対して不変であると仮定すれば次式を得る。

$$\operatorname{div} K(\theta) \nabla h = \frac{\partial \theta}{\partial t} \quad (2-5)$$

式(2-5)はRichardsのポテンシャル方程式である。

式(2-5)を θ のみの方程式に直し、これを直交座標系に置き換え、テンソル表示すると次式となる。

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x_i} \left[D(\theta) \frac{\partial \theta}{\partial x_i} + K_u(\theta) \right] \quad (i, j = 1, 2, 3) \quad (2-6)$$

この式(2-6)はKlute(1952)によって誘導された拡散方程式であり、ここで、

$$D(\theta) = K_u(\theta) \frac{\partial \Psi}{\partial \theta} \quad (i, j = 1, 2, 3) \quad (2-7)$$

すなわち、 $D(\theta)$ は水分拡散係数である。式(2-7)中の $\partial \Psi / \partial \theta$ は Fig. 2.1

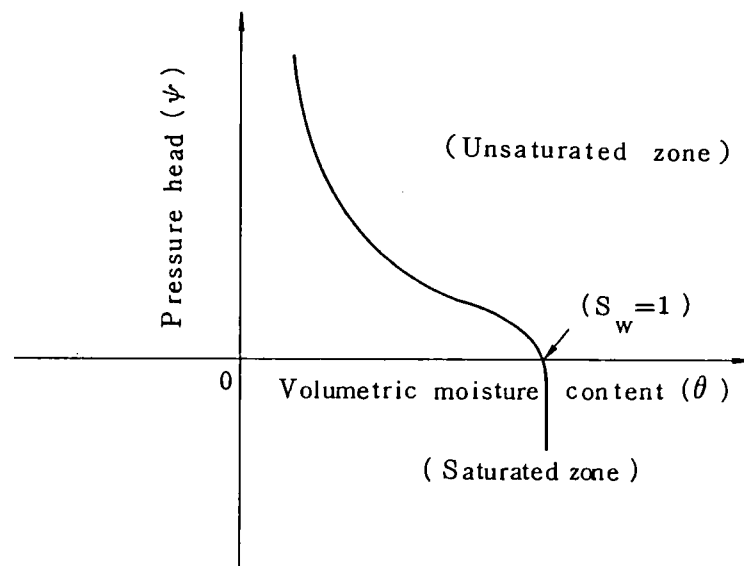


Fig. 2.1 体積含水率の変化

に示す水分保持曲線の体積含水率 θ の増分に対する圧力水頭 Ψ の変化を示している。Fig. 2.1より明らかなように、飽和状態 ($S_w = 1$) の θ は間隙率 n と等しくなり、もはや変化しない。すなわち、 $\partial \Psi / \partial \theta$ の値は無限大となり、Kluteの拡散方程式は飽和領域の浸透流の支配方程式として用いられなくなる。したがって、このような手法では、飽和領域内の水の運動と、不飽和領域内の水の運動とは、厳密な意味で異なるものとしなければならない。また、この手法では、浸透が進むにつれて飽和領域が拡大していく浸潤の問題を取り扱うには非常に不便である。式(2-6)は従来多くの浸透解析に用いられてきたが、上記の不便さのため不飽和領域のみを対象とした解析に終わっている。

一方、体積含水率 θ は地盤の間隙率 n と飽和度 S_w ($0 \leq S_w \leq 1$) の積であり、

$$\theta = n S_w \quad (2-8)$$

で表される。式(2-4)と式(2-8)から、圧力水頭 Ψ がただ一つの独立変数になる方程式に変換すると、

$$\begin{aligned} \operatorname{div} \rho K(\Psi) \nabla (\Psi + x_s) &= \frac{\partial}{\partial t} (\rho n S_w) \\ &= \frac{d}{d\Psi} (\rho n S_w) \frac{\partial \Psi}{\partial t} \\ &= \left[n S_w \frac{d\rho}{d\Psi} + \rho S_w \frac{dn}{d\Psi} + \rho n \frac{dS_w}{d\Psi} \right] \frac{\partial \Psi}{\partial t} \end{aligned} \quad (2-9)$$

ここで、式(2-9)の右辺第1項および第2項は非常に重要な可能性があるを示している。すなわち、これらの項は従来の浸透解析で無視されてきた地盤の変形との関係を表わす式である。圧力水頭による水の圧縮性を考慮するときには第1項が必要となる。また、圧密などにより土の間隙比あるいは間隙率が増加するときには、第2項を考慮することによりBiot(1941)の方程式などで表現される地盤の変形と水の流れの相互作用の問題を解くことができる。本論文では、地盤の応力-変形関係は取り扱っていないので以下浸透流についてのみ議論を進める。

式(2-9)において圧力水頭変化による水の圧縮を無視し、不飽和領域においては圧力水頭変化による間隙率の変化が生じないものと仮定すると、式(2-9)は次に示す浸透の支配方程式となる。

$$\operatorname{div} K(\Psi) \nabla (\Psi + x_s) = (c(\Psi) + \alpha S_s) \frac{\partial \Psi}{\partial t} \quad (2-10)$$

ここに、

$$\alpha = \begin{cases} 0 & \text{: 不飽和領域} \\ 1 & \text{: 飽和領域} \end{cases}$$

また、 $S_s = dn/d\Psi$ は比貯留係数、 $c(\Psi) = d\theta/d\Psi$ は比水分容量である。 $c(\Psi)$ は圧力水頭の増分に対する体積含水率の変化の割合を表わす。したがって、Fig. 2.1に示すように、浸透が進行して飽和になると $c(\Psi) = 0$ となり、明らかに式(2-10)は飽和領域内の浸透の支配方程式となる。すなわち、式(2-10)は飽和-不飽和領域の浸透流を支配する方程式と考えてよく、式(2-6)のKluteの拡散方程式と比較すると、式(2-10)はより有効な式であることがわかる。

式(2-10)を解くための初期条件および境界条件は次のように定める。

(a) 初期条件

$$\Psi(x_i, 0) = \Psi_0(x_i) \quad (2-11)$$

(b) 境界条件

1. 水頭が既知の境界

$$\Psi(x_i, t) = \Psi_b(x_i, t) \quad (2-12)$$

2. 流量が既知の境界

$$\left(K_v(\Psi) \frac{\partial \Psi}{\partial x_j} + K_{is} \right) n_i = -V(x_i, t) \quad (2-13)$$

ここに、 n_i は境界面からの垂直ベクトルである。

式(2-10)の解を式(2-11)、(2-12)、(2-13)の初期条件および境界条件より求める手段として次に述べる有限要素法を採用する。

2. 3 有限要素法による定式化

有限要素法の中で、対象としている問題の定式化に最も広く取り入れられている手法は、問題を支配する微分方程式と等価な汎関数を求め、それを最小にすることにより近似解を求める変分法である。一方、重みつき残差法は、問題を支配する方程式から直接に有限要素近似を数学的に導くことが可能であり、また、汎関数の存在しない問題や汎関数の見つからない問題にまで拡張できるなどの利点があるため、以下、本論文では重みつき残差法 (Zienkiewicz(1971), Finlayson(1972)) を用いる。

ここで対象として用いる問題は、式(2-10)の中に1次の時間微分項をもつ準調和方程式であり、 $K_{ij}(\Psi)$ 、 $c(\Psi)$ が未知圧力水頭 Ψ に依存するための非線形問題でもある。そこで、ある特定の時間における状態を考えれば、 Ψ の時間微分項およびすべてのパラメータは空間座標に関して既知の関数として取り扱うことができる。

式(2-10)を再びベクトル表示すると、

$$\nabla \cdot A \nabla h - B \frac{\partial h}{\partial t} = 0 \quad (2-14)$$

ここに、

$$\begin{aligned}A &= K(\Psi) \\ B &= c(\Psi) + \alpha S, \\ h &= \Psi + x,\end{aligned}$$

また、初期条件および境界条件は、

(a) 初期条件

$$h(x_i, 0) = H_0(x_i)$$

(b) 境界条件

1. 水頭が既知の境界

$$h(x_i, t) = H_b(x_i, t)$$

2. 流量が既知の境界

(2-15)

$$\partial h / \partial n = V(x_i, t)$$

ただし、 n は境界面に垂直なベクトルである。

(1) 重みつき残差法による定式化

与えられた境界条件を満足する試験関数 (trial function) を、次のような一般的な表示とする。

$$h(x_i, t) = N_n(x_i) h_n(t) \quad (n = 1, 2, \dots) \quad (2-16)$$

$N_n(x_i)$ は、座標によって定まる関数であり、 $h_n(t)$ は時間だけによる未知パラメーターである。

式(2-16)を式(2-14)に代入すると、式(2-16)は式(2-15)を厳密には満足しないから、

$$\nabla \cdot A \nabla (N_n(x_i) h_n(t)) - B \frac{\partial}{\partial t} (N_n(x_i) h_n(t)) = R \quad (2-17)$$

すなわち、ある残差 (residual) R を生じる、最良の近似解は、この R を領域 V のすべての点において最小にするものである。したがって、最良の近似解を求め

るには、 R が領域内のどこにおいても恒等的に零になるようにすればよい。

式(2-15)に重み関数 $w(x_i)$ をかけて領域全体について積分すると、

$$\int_V w(x_i) R dV = \int_V w(x_i) \left[\nabla \cdot A \nabla \{N_n(x_i) h_n(t)\} - B \frac{\partial}{\partial t} \{N_n(x_i) h_n(t)\} \right] dV = 0 \quad (2-18)$$

と表わすことができる。

未知のパラメーター h の数が n 個あれば、 n 個の 1 次独立な重み関数 $w_K(x_i)$ を用いると、式(2-18)は n 個の連立方程式となり、 h の値が求められる。ここに、 $w_K(x_i)$ は座標値の関数であり、この重み関数の選び方として選点法 (point collocation)、subdomain collocation、Galerkin法などがある。

ここでは最も一般的なGalerkin法を用いると、

$$w_K(x_i) = N_K(x_i) \quad (2-19)$$

すなわち、重み関数 $w_K(x_i)$ を h の近似解を定める形状関数 $N_K(x_i)$ に等しくおく方法である。

式(2-18)と式(2-19)より

$$\int_V N_n \left[\nabla \cdot A \nabla N_m h_m - B \frac{\partial N_m h_m}{\partial t} \right] dV = 0 \quad (2-20)$$

式(2-20)にGreen-Gauss (Sokolnikoff and Riedheffer(1966)) の定理を用いると、

$$\begin{aligned} \int_V A \nabla N_n \cdot \nabla N_m h_m dV - \oint_S A N_n \nabla N_m h_m \cdot n d\sigma \\ + \int_V B N_n \frac{\partial N_m h_m}{\partial t} dV = 0 \end{aligned} \quad (2-21)$$

浸透領域全体を最も簡単で有効な三角形要素 (V_n^e) に分割すると、各要素内において式(2-20)が成立し、

$$V_n^*(h_m N_m^*) = \int_V N_n^* \left[\nabla \cdot A \nabla N_m^* h_m - B \frac{\partial N_m^* h_m}{\partial t} \right] dV \quad (2-22)$$

したがって、浸透領域全体については、

$$\sum_{i=1}^N \left[\int_V A_i \nabla N_n \cdot \nabla N_m h_m dV + \int_V B_i N_n \frac{\partial N_m h_m}{\partial t} dV - \oint_S A_i N_n \nabla N_m h_m \cdot n d\sigma \right] = 0 \quad (2-23)$$

と表わされる。

ここで、透水形数 $K_{ii}(\Psi)$ を

$$K_{ii}(\Psi) = K_{ij}^* \cdot K_r(\Psi) \quad (2-24)$$

K_{ii}^* : 飽和状態の透水係数、 $K_r(\Psi)$: 圧力水頭または体積含水率の関数 ($0 \leq K_r \leq 1$) と定義する。すなわち、飽和状態では $K_r = 1$ である。

各要素内で飽和の透水係数 K_{ii}^* および比貯留係数 S_s は一定と仮定し、 $K_r(\Psi)$ 、 $c(\Psi)$ の値は三角形要素の各節点の値の平均を用いる。すなわち、

$$\left. \begin{aligned} K_r &= K_r^* N_i^* \\ c &= c_i N_i^* \end{aligned} \right\} \quad (2-25)$$

ここで i は Fig. 2.2 の三角形要素の各節点番号を示す。

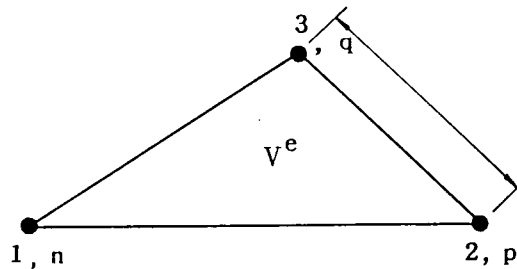


Fig. 2.2 三角形要素

式(2-23)を直交座標系に書き換え、テンソル表示すると、

$$A_{nm}\Psi_m + F_{nm}\frac{d\Psi_m}{dt} = Q_n - B_n - D_n \quad (n, m = 1, 2, 3, \dots, N) \quad (2-26)$$

ここに、

$$\begin{aligned} A_{nm} &= \sum_{i=1}^N K_i K_j \int_V N_i \frac{\partial N_n}{\partial x_i} \cdot \frac{\partial N_m}{\partial x_j} dV \\ &= \sum_r \frac{1}{4\Delta} \overline{K}_r [K_{11} b_n b_m + K_{13} (b_n c_m + b_m c_n) \\ &\quad + K_{33} c_n c_m] \end{aligned} \quad (2-27)$$

$$\begin{aligned} F_{nm} &= \sum_{i=1}^N \int_V (c_i N_i N_n + N_n \alpha S_i) dV \\ &= \sum_r \frac{\Delta}{12} [(2c_n + c_p + c_q) + 4\alpha S_r] : (n=m) \\ &= 0 : (n \neq m) \end{aligned} \quad (2-28)$$

$$Q_n = - \sum_{i=1}^N \oint_S V N_i d\sigma = - \sum_r \frac{(LV)_n}{2} \quad (2-29)$$

$$B_n = \sum_{i=1}^N K_i K_{i3} \int_V N_i \frac{\partial N_n}{\partial x_i} dV \quad (2-30)$$

$$D_n = \sum_{i=1}^N \int_V S N_i dV \quad (2-31)$$

式(2-27)の b_n , c_n は座標により定まる値である。式(2-28)の n , p , q は Fig.

2.2に示す三角形要素の各節点番号であり、 Δ は三角形の要素の面積を表わす。

式(2-27)の \overline{K}_r は

$$\overline{K_r} = (K_n' + K_p' + K_q') / 3 \quad (2-32)$$

であって、 K_r の平均値を示している。

式(2-26)および式(2-31)の D_n は領域内の吸水および湧水流量を表わす。この項は式(2-10)、(2-23)では式の簡略化のために取り扱っていなかったが、ここに付記することにより解析で考慮できるようにする。

(2) 時間項の取り扱い

式(2-26)はある特定の時間状態に対して式(2-10)を有限要素法により定式化したものである。したがって、時間項を取り扱う場合には、問題を適当な漸化式に書き下し、逐次計算を行うと、全時間にわたる解が得られる。漸化式として差分法を直接用いる方法と、Galerkinの重みつき残差法を各時間区間に対して用いるなどの方法があるが、本論文では時間項の取り扱いが明確な差分法を用いる。差分法による漸化式としては、前進差分、後退差分、中央差分があるが、これらの中で中央差分は良い結果が得られるため、ここでは主に中央差分を採用し、状況に応じて後退差分を用いる。

中央差分による式(2-26)の漸化式は、

$$\begin{aligned} & \left(A_{nm}^{K+1/2} + \frac{2}{\Delta t^K} F_{nm}^{K+1/2} \right) \Psi_m^{K+1} \\ & = 2 Q_n^{K+1/2} - 2 B_n^{K+1/2} - 2 D_n^{K+1/2} \\ & \quad - \left(A_{nm}^{K+1/2} - \frac{2}{\Delta t^K} F_{nm}^{K+1/2} \right) \Psi_m^K \end{aligned} \quad (2-33)$$

$$(n, m = 1, 2, 3, \dots, N)$$

ここに、 K はある時間段階を表わし、 $t = t^K$ 、 $\Delta t^K = t^{K+1} - t^K$ であり、各時間区間において

$$\Psi_n^{K+1/2} = \Psi_n^K + \frac{\Delta t^K}{2 \Delta t^{K-1}} (\Psi_n^K - \Psi_n^{K-1}) \quad (2-34)$$

式(2-33)より逐次計算の解 Ψ_n^{K+1} をGaussの消去法を用いて求めることができる。

対象としている問題は非線形問題であるため、解の精度を良くする目的で反復計算過程を用いるが、各過程においては、

$$\psi_n^{K+1/2} = \frac{1}{2}(\psi_n^K + \psi_n^{K+1}) \quad (2-35)$$

とする。

2. 4 水分保持曲線のヒステリシス

2. 2において飽和－不飽和領域の浸透流の支配方程式を示し、さらに式(2-33)により有限要素法による定式化を示した。

式(2-33)を解くときに必要な入力は、

- (1) 飽和状態における透水係数 K_{ii}^s と貯留係数 S_s
- (2) 構成材料の間隙率 n
- (3) 不飽和状態の透水係数 K_{ii} と体積含水率 θ の関係
- (4) 不飽和状態のサクション（負の圧力水頭） Ψ と体積含水率 θ の関係
- (5) 浸透領域の初期圧力水頭 Ψ_0 または初期体積含水率 θ_0 の値

である。しかし、一般に Ψ と θ の関係は一義的に定まらず、浸透（吸水）か排水（脱水）かという過程の違いや、地盤の初期保水状態により著しく影響される。実験によると、Fig. 2.3に示すように、 Ψ は浸透過程と排水過程とでは同一のルートを通らないいわゆるヒステリシスループを描く。水分保持曲線がヒステリシスループを描く原因の定性的な説明として次のことが考えられる（Beer(1972)）。

- (1) 地盤の間隙が小さく、かつ断面の急激な変化があるために生じる、いわゆる「インクビン効果」。
- (2) 間隙を水が前進するときと、後退するときでは接触角の違いが生じる。このため前進のメニスカスの方が曲率半径が大きくなり、同じ体積含水率で比較すると、排水過程より浸透過程の方が吸引力が弱くなる（Fig. 2.4参照）。
- (3) 浸透過程における間隙空気の封入。

これらの要因のほかに土粒子と水の吸着力などの力学的要素も考えられる。

Fig. 2.3の水分保持曲線の主ループは、完全飽和の状態から排水過程への移行と乾燥状態から浸透過程への移行とによる体積含水率の変化およびサクションの変化を測定することにより求められる。しかし、もし、浸透あるいは排水過程の

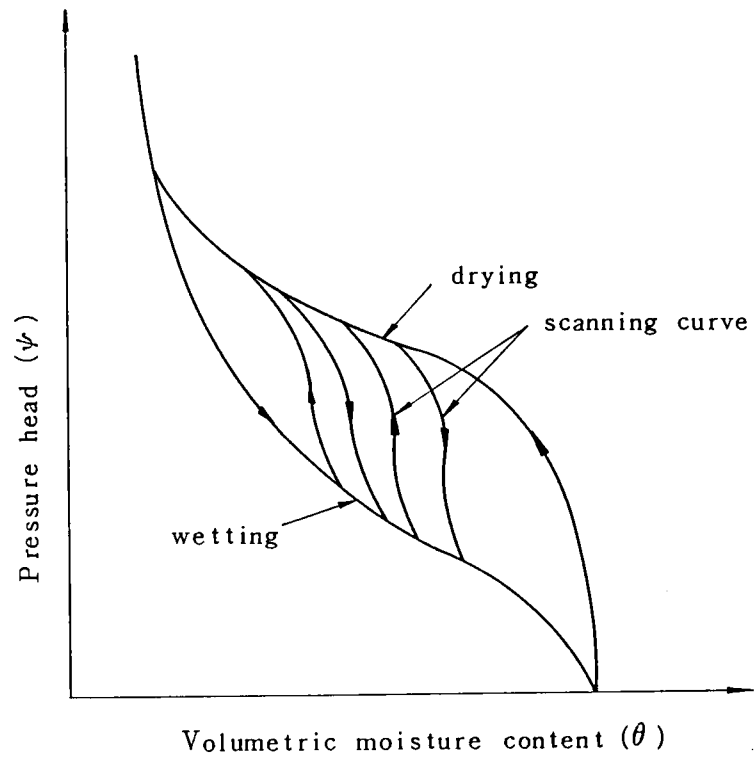


Fig. 2.3 水分保持曲線のヒステリシス

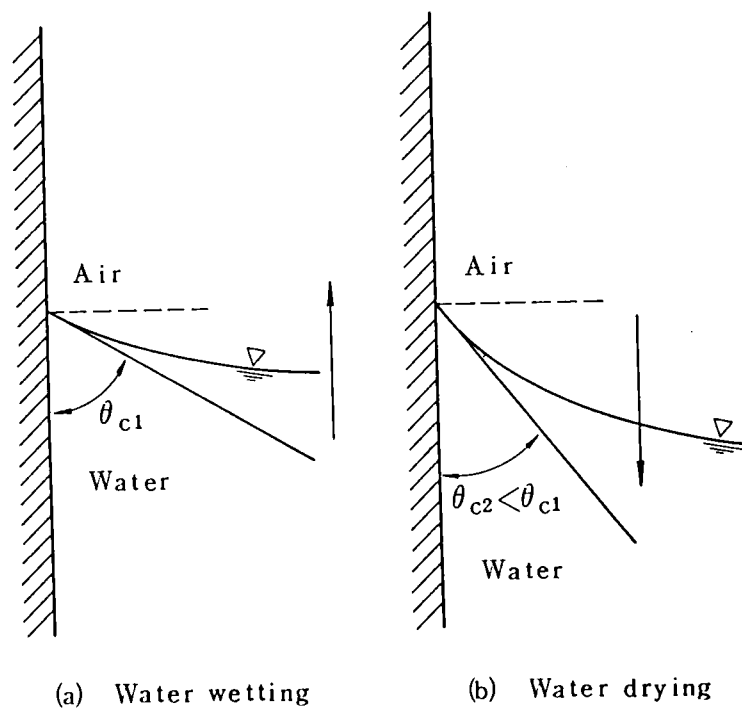


Fig. 2.4 水・空気と固体の接触角

途中からその過程を逆に移行するとFig. 2.3に示すように主ヒステリシス曲線から分離して別のヒステリシス曲線、いわゆる走査曲線 (scanning curve) が現われる。すなわち、初期体積含水率の違いと、浸透および排水の過程の相違によりそれぞれ別の走査曲線が存在する。このような現象に対してヒステリシスの影響を考慮した不飽和浸透解析 (Whisler and Klute(1965), Ibrahim and Brutsaert(1968), Staple(1969)) があるが、それらは実験により求めた走査曲線の値を直接解析に用いているため、浸透領域内のすべての点の初期体積含水率に対して走査曲線を求める必要がある。したがって、このような手法では実際問題を解析するには非常に不便である。

一方、この不便さを解消するため、主ヒステリシス曲線から走査曲線を推測する研究がなされ、いくつかの手法 (Poulovassilis(1964), Philip(1964), Everett(1971), Topp(1971), Mualem(1974)) が提案されている。それらの研究の中で、Mualem(1974)は非常に簡単なモデルを用いて実験値とよく一致する走査曲線を推測する方法を提唱している。したがって本論文では、Mualemの手法を用いて領域内のすべての点に対する走査曲線を推測し、それらの曲線から比水分容量 $c(\Psi)$ を計算する方法をとる。この手法では、不飽和状態のサクション Ψ と体積含水率 θ の関係を主ヒステリシス曲線のみを入力データとするだけで、走査曲線が推測できる。したがって、従来のように浸透領域内のすべての走査曲線を入力する必要がなく、実際の問題を解くには非常に有利な手法となる。

Mualemの方法では、走査曲線は次に示す式より求まる。

(1) 初期排水過程の走査曲線

$$\theta\left(\psi_{min}, \psi\right)=\theta_w(\Psi) + \frac{[\theta_w(\Psi_1)-\theta_w(\Psi)]}{[\theta_u-\theta_w(\Psi)]}[\theta_d(\Psi)-\theta_w(\Psi)] \quad (2-36)$$

(2) 初期浸透過程の走査曲線

$$\theta\left(\psi_{max}, \psi\right)=\theta_w(\Psi) + \frac{[\theta_u-\theta_w(\Psi)]}{[\theta_u-\theta_w(\Psi_1)]}[\theta_d(\Psi)-\theta_w(\Psi_1)] \quad (2-37)$$

(3) 初期浸透後、排水と浸透を繰り返す走査曲線

$$\begin{aligned} \theta \left(\psi_{min} \begin{matrix} \psi_1 \cdots \cdots \psi_N \\ \psi_2 \cdots \psi_N \end{matrix} \right) &= \theta_w(\psi) \\ &+ [\theta_w(\psi_{N-1}) - \theta_w(\psi)] \frac{[\theta_d(\psi_N) - \theta_w(\psi_N)]}{[\theta_u - \theta_w(\psi_N)]} \\ &+ \sum_{j=1}^{(N/2)-1} [\theta_w(\psi_{2j-1}) - \theta_w(\psi_{2j+1})] \cdot \frac{\theta_d(\psi_{2j}) - \theta_w(\psi_{2j})}{\theta_u - \theta_w(\psi_{2j})} \end{aligned} \quad (2-38)$$

(4) 初期排水後、浸透と排水を繰り返す走査曲線

$$\begin{aligned} \theta \left(\psi_{min} \begin{matrix} \psi_1 \cdots \psi_N \\ \psi_2 \cdots \psi \end{matrix} \right) &= \theta_w(\psi) \\ &+ [\theta_w(\psi_N) - \theta_w(\psi)] \frac{\theta_d(\psi) - \theta_w(\psi)}{\theta_u - \theta_w(\psi)} \\ &+ \sum_{j=1}^{(N-1)/2} [\theta_w(\psi_{2j-1}) - \theta_w(\psi_{2j+1})] \cdot \frac{\theta_d(\psi_{2j}) - \theta_w(\psi_{2j})}{\theta_u - \theta_w(\psi_{2j})} \end{aligned} \quad (2-39)$$

式(2-36)はFig. 2.5に示すように、浸透過程のA点の状態から排水過程に移ったときの走査曲線を求める式である。また、式(2-37)は排水過程のB点の状態から浸透過程へ移ったときの走査曲線を求める式である。式(2-38)、(2-39)は排水-浸透および浸透-排水を繰り返すことによる走査曲線を求める式である。なお、式(2-36)～(2-39)の中の $\theta_w(\psi)$ 、 $\theta_d(\psi)$ 、 θ_u はFig. 2.5に示す値である。すなわち、初期排水過程を例にとって説明すると、不飽和領域のある点のサクシオンを ψ_1 とすると、主ヒステリシス曲線より $\theta_w(\psi_1)$ 、 $\theta_d(\psi_1)$ の値はFig. 2.5に示すように定められる。浸透が進みサクシオン ψ_1 が ψ になると、 $\theta_w(\psi)$ 、 $\theta_d(\psi)$ の値もFig. 2.5に示すように決定される。 θ_u の値は飽和状態の体積含水率であるから間隙率 n に等しい、これらの値を式(2-36)に代入すると、 $\theta(\psi)$ の値が求まる。

また、比水分容量 $c(\psi)$ はFig. 2.5のCD曲線の勾配として表わされ、式(2-38)の F_{nm} の c_1 が求められる。

飽和状態の透水係数 K_{fs} に対する不飽和状態の透水係数の比で定義される K_r

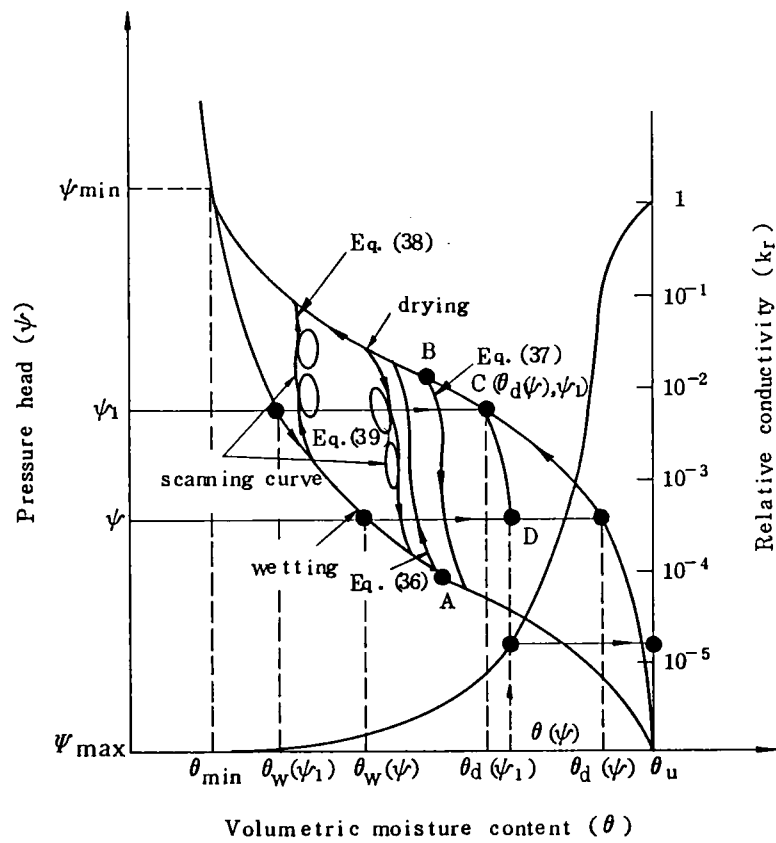


Fig. 2.5 水分保持曲線におけるヒステリシス

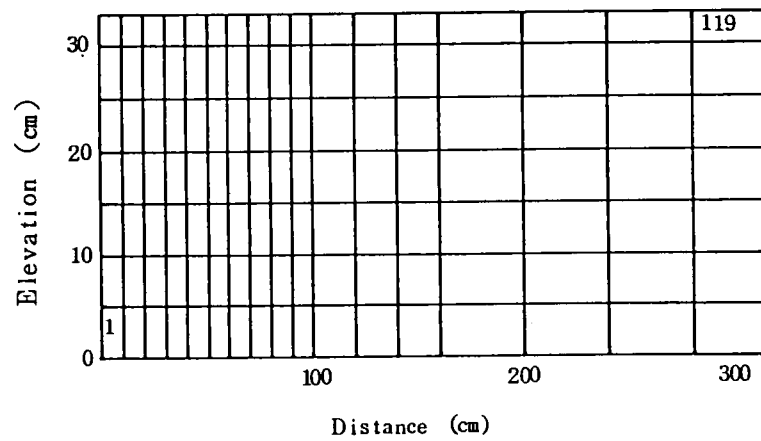


Fig. 2.6 有限要素分割

(Ψ) の値は、サクション Ψ に対する θ (Ψ) が式(2-36)より求められたことにより、この θ (Ψ) と $\theta - K_r$ 曲線より Fig. 2.5 に示すように計算される。したがって式(2-27)の A_{nm} の K_{r1} が定められる。

なお本論文では、体積含水率と不飽和透水係数にはヒステリシスが存在しないと指摘した実験結果 (Philitt(1964), Topp(1971), Mualem(1974)) から、 $\theta - K_r$ のヒステリシスについては数値計算において 1 例しか考慮しなかった。

2. 5 飽和 - 不飽和浸透流の解析と実験との比較検討

前節までに述べた有限要素法による解の妥当性を検討するために、赤井・宇野(1966)が行ったモデル実験との比較計算を行った。

実験に用いられた水槽は、両端に水位調節用の排水管が取り付けられた長さ 400cm、幅 25cm、高さ 50cm の前面ガラス張りのものである。試料は平均粒径約 1.5mm の均等砂で、これを間隙率 $n = 0.44$ にして水槽の中央に詰め、長さ 315cm、幅 23cm、高さ 33cm の砂模型が作成された。水槽の底面には 20cm 間隔の水圧観測のための細孔をあけ、圧力計に連結している管が取り付けられている。浸透流による水圧変化は、この圧力計によって電圧変化に換算され、記録された。

いくつかの模型実験の中で、次の 5 つの場合について、その結果を有限要素法による解析結果と比較する。

(1) 瞬時水位上昇による非定常浸透流の変化

- a) 透水性基盤で初期水位が基盤から 10cm の位置にある場合
- b) 透水性基盤で初期水位が基盤上にある場合
- c) 不透水性基盤で水位がない場合

(2) 瞬時水位降下による非定常浸透流の変化

(3) ヒステリシスを考慮した瞬時水位上昇による非定常浸透流の変化

この解析で用いた有限要素法の浸透領域の要素分割図を Fig. 2.6 に示す。解析設の入力データは飽和状態の透水係数 $K_{ij}^s = 0.33\text{cm/sec}$ (浸透流の等方性を仮定)、間隙率 $n = 0.44$ である。体積含水率とサクションの関係 ($\theta - \Psi$ 関係)、および体積含水率と不飽和透水係数の関係 ($\theta - K_r$ 関係) は本来ならば綿密な実験から求めるべきであるが、そのデータがないので、砂模型の最大毛管上昇高が 8cm でその点の体積含水率 $\theta = 0.085$ という結果と、飽和領域においては $\theta = 0.44$ とい

うことよりFig. 2.7に示すような水分保持曲線を仮定した。なお、 $\theta - \psi$ 関係におけるヒステリシス現象は、上記の(1)、(2)の問題の解析には考慮しなかった。

Fig. 2.8~Fig. 2.10に水位が瞬時に20 cm上昇したときの上記のa)、b)、c)の3つの場合の実験結果と解析結果を示す。図中の実線は解析結果で、白丸破線は実測結果を示す。

Fig. 2.8~Fig. 2.10の異なった3条件下での実験結果と解析結果を比較検討すると、解析結果はFig. 2.7の仮定にもかかわらず実験結果とよく一致する。特に、実験結果では透水性基盤で初期水位がある場合(Fig. 2.8、2.9)と不透水性基盤で初期水位がない場合(Fig. 2.10)とでは、浸透の初期の形態は非常に異なる。すなわち、初期水位がある場合には、浸透流は上に凹形に進行して行くが、初期水位がない場合には、浸透流は上に凸形に進行する。このような浸透形態の相違に対して、本解析ではそれぞれ異なった初期条件を入力データとするだけで、実験結果と同形態の解析結果が得られた。

また、浸透流の進行速度についても、初期水位がある場合には、初期水位がない場合より速い速度で浸透流が進行することがわかる。さらに、初期水位が基盤から10cmの位置にある場合には、初期水位が基盤上にある場合よりも浸透流の進行速度が速いことも実験結果と解析結果は一致している。これらの比較の結果を考えあわせると、本論文の解析の妥当性は十分裏付けられたことになる。

Fig. 2.11(a)、Fig. 2.11(b)は初期水位が基盤より30cmの位置にあった状態から、急激に一方の水位が20cm降下したときの自由水面の変化を示したものである。Fig. 2.11(a)は実験結果(白丸破線)と、ここで述べた解析法による結果(実線)との比較である。Fig. 2.11(b)は従来の飽和領域のみを対象とした解析(Neuman and Witherspoon(1970), 赤井ら(1975))による結果(白丸一点鎖線)と不飽和領域を含めた解析法による結果(実線)との比較である。従来の解析法で用いた入力データは透水係数 $K = 0.33 \text{ cm/sec}$ 、有効間隙率すなわち貯留係数 $\beta = 0.092$ である。

Fig. 2.11(a)より、今回の解析結果が水位低下の問題に対しても実測値とよく一致していることがよくわかる。一方、飽和領域のみを対象とした従来の解析法による結果では、Fig. 2.11(b)より明らかなように、飽和-不飽和領域を対象と

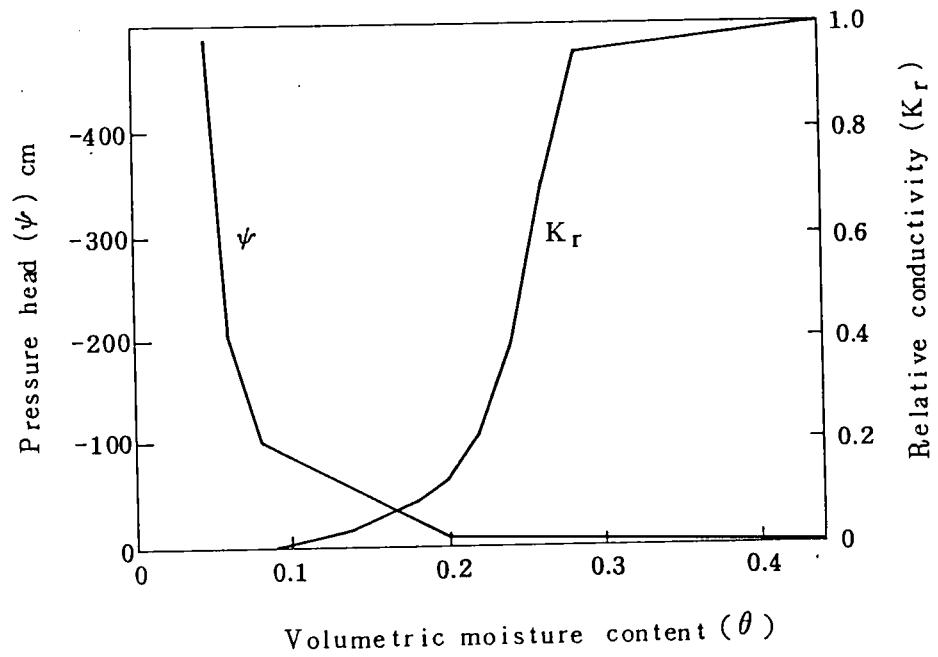


Fig. 2.7 不飽和特性

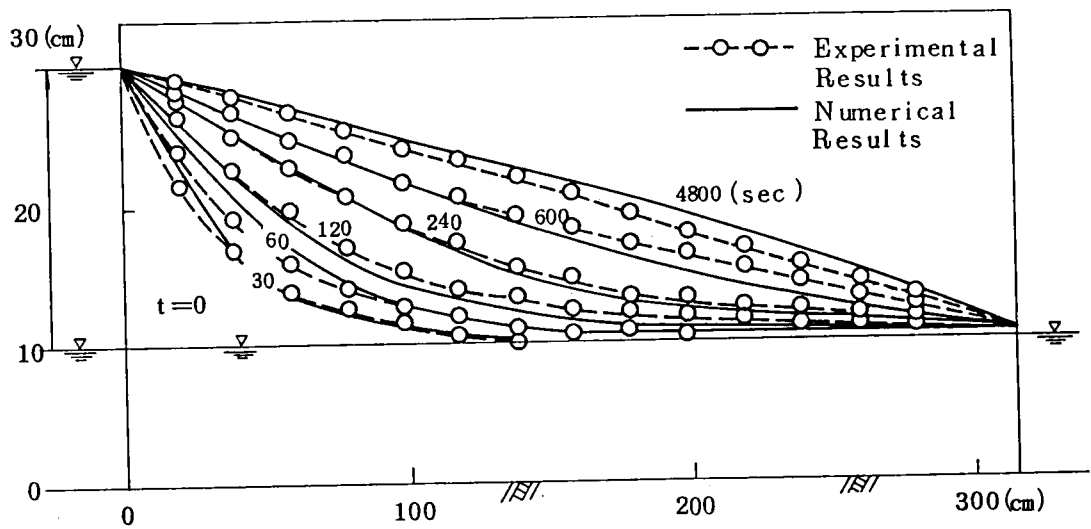


Fig. 2.8 実験結果と解析結果の比較（浸透過程）

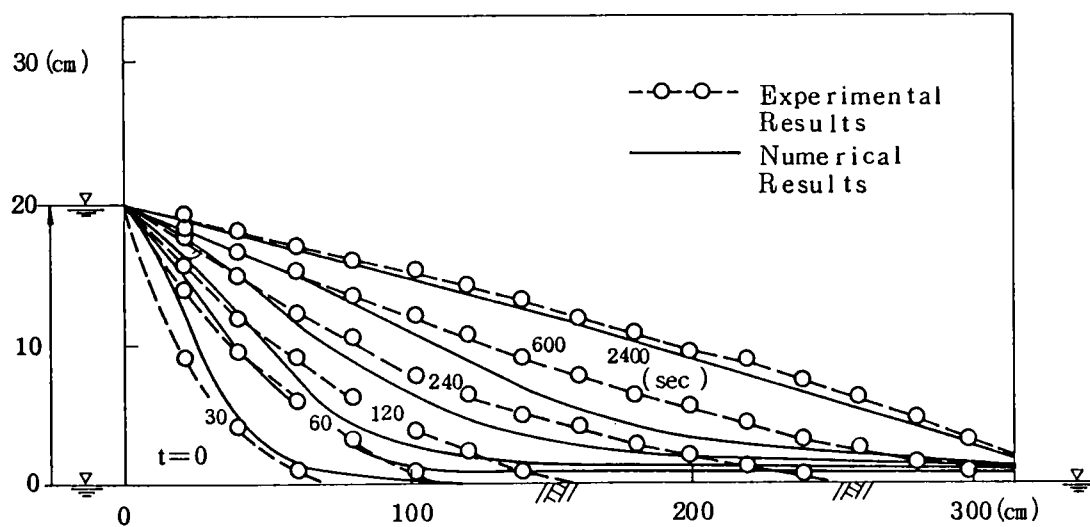


Fig. 2.9 実験結果と解析結果の比較（浸透過程）

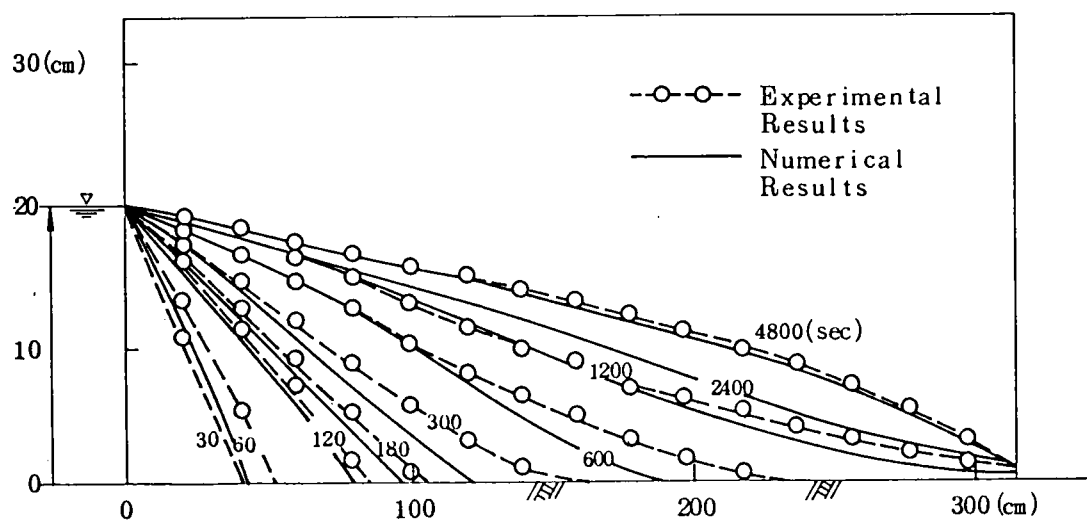


Fig. 2.10 実験結果と解析結果の比較（浸透過程）

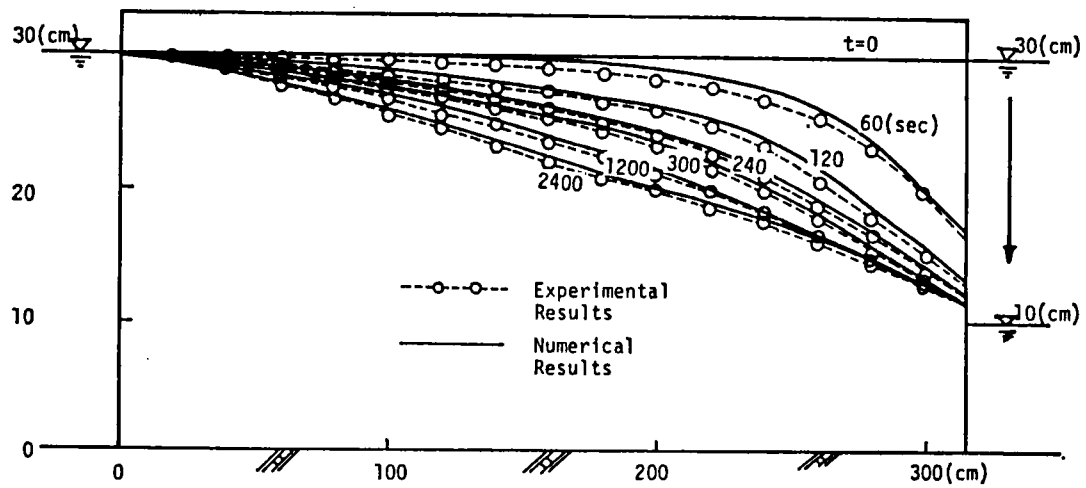


Fig. 2.11(a) 実験結果と解析結果の比較（排水過程）

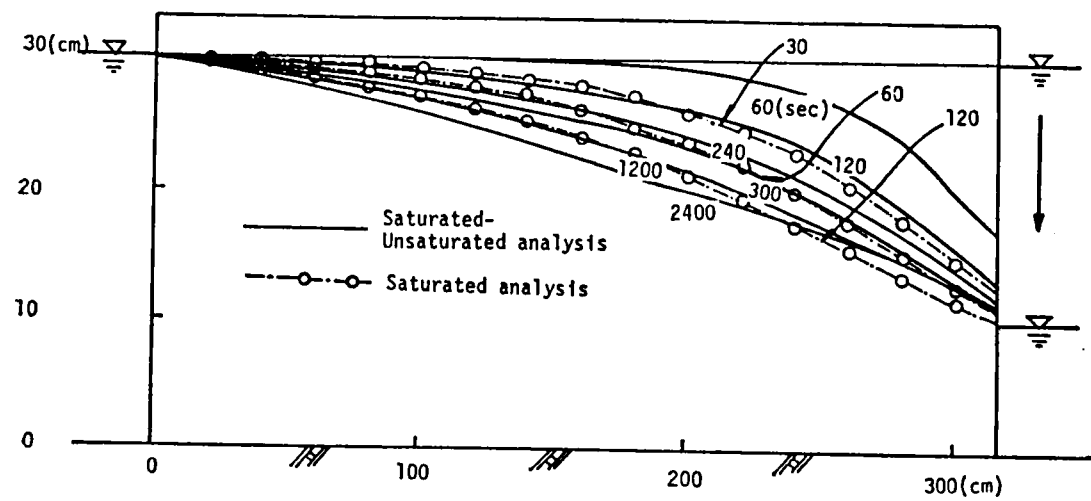


Fig. 2.11(b) 飽和—不飽和解析と飽和解析の比較（排水過程）

した解析結果より自由水面の低下が速い。この原因として、前者の解析では有効間隙率 β なる定数を解析に用いた結果によると考えられる。この定数は水位が低下することにより β なる排水が瞬間的に起こると仮定した値である。しかし、実際には飽和状態から排水が進行して不飽和状態になった後も毛管水流が生じて排水が続行する。この状態における浸透の抵抗係数が不飽和状態の透水係数である。毛管水流の運動は体積含水率が臨界値 (field capacity) に達するともはや生じなくなり、不飽和透水係数が零になったことを示す。飽和状態の体積含水率を θ_u (間隙率 n に等しい値) として、臨界値の体積含水率を θ_r (残留含水率) とすると、有効間隙率 β は、

$$\beta = \theta_u - \theta_r \quad (2-40)$$

と定義される。しかし、不飽和浸透を考慮すると、 θ_u から θ_r の状態まで体積含水率が変化するにはかなり時間を要する。

飽和領域のみを対象とした解析では、この現象を考慮することができなかった。したがって θ_u から θ_r までの移行を説明するために、遅延排水の効果 (Boulton (1963)) を考慮した非常に複雑な浸透解析が提唱されている。しかし、本論文の飽和 - 不飽和浸透解析では、どのような遅延排水のモデルを考慮する必要もなく、地盤中の水の挙動を統一的に取り扱える、より厳密な解析が可能であると考えられる。

最後に Fig. 2.12 は Fig. 2.8 と同様な条件のもとで、Fig. 2.6 に対応する水分保持曲線に、Fig. 2.13 に示すヒステリシスを考慮した入力データを用いた解析例である。Fig. 2.13 の走査曲線は Maulem の式 (2-36) にもとづいて計算した曲線である。すなわち、初期に排水過程にあった状態から浸透過程に移ったときの走査曲線である。ヒステリシスを考慮した水分保持曲線のデータがないため、Fig. 2.13 のデータを用いて解析の一例を示したが、Maulem の方法を用いてヒステリシスを考慮した飽和 - 不飽和浸透流の有限要素法による解析が可能であることがわかる。

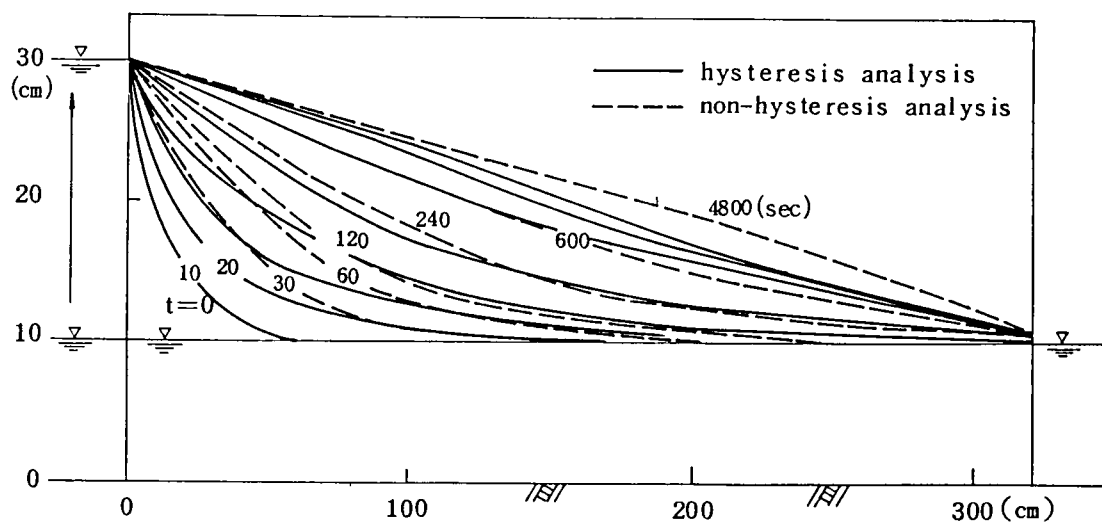


Fig. 2.12 ヒステリシスを考慮した有限要素解析結果

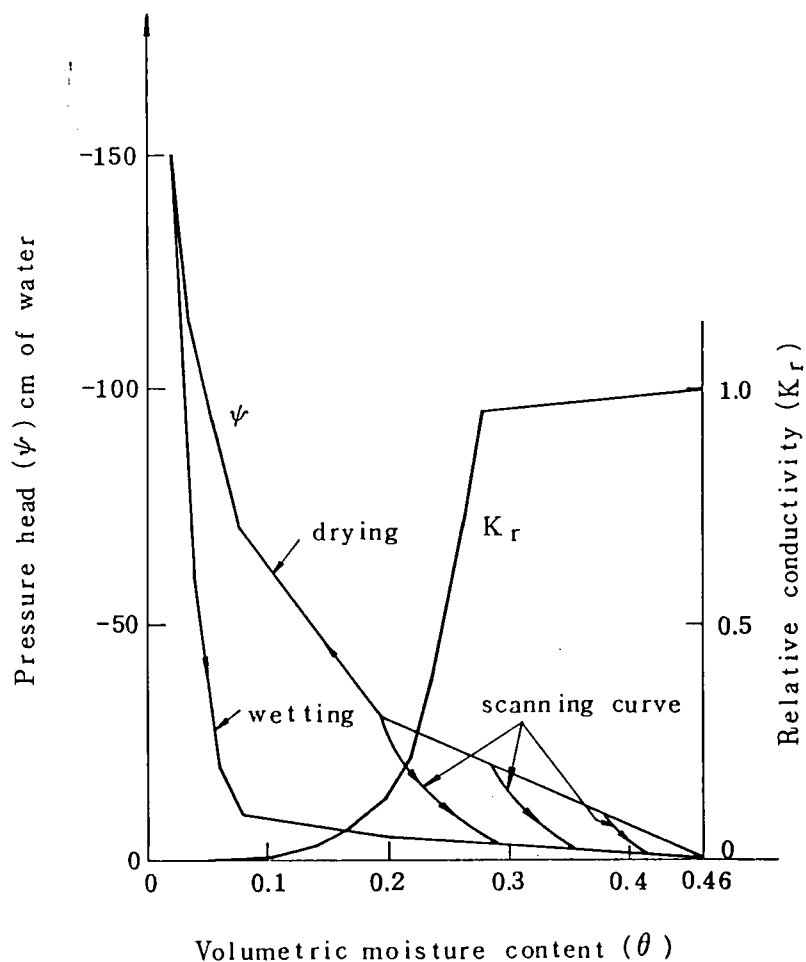


Fig. 2.13 ヒステリシスを考慮した不飽和特性

2. 6 飽和－不飽和2次元浸透流解析例

(1) 地下空洞掘削時の地下水変動

水封式地下石油備蓄の考えが提案されて以来、北欧諸国では多くの実施例がある。しかし、北欧と違ってわが国では地下水位が高く、空洞掘削による地下水への影響が懸念される場合がほとんどである。そこで、掘削時の岩盤内水圧変化や周辺地下水への影響を検討するために、飽和－不飽和浸透流解析法を利用し、さまざまな調査を行った。

Fig. 2.14は地下備蓄タンクの概略図である。岩盤の地質状況はもちろんのこと、空洞の掘削時には、水位、水圧分布、湧水量が多くの点で定期的に計測されている。このデータを基に、作成した解析用の有限要素分割図がFig. 2.15である。

計算の結果を比較するために、Table 2.1に示すように3ケースの解析を行った。Case 1とCase 2は定常状態、Case 3は非定常状態の条件である。境界条件は、上面は降雨境界、下面は不透水境界、側面は静水圧境界とした。人工の水供給トンネルの水頭は、28.8mに固定、すなわち給水位はEL.0mであり、作業用のトンネルと地下空洞の水頭はゼロ（大気圧）である。解析に用いた体積含水比と不飽和透水係数の関数形は、風化岩ではFig. 2.16(a)、堅岩ではFig. 2.16(b)で表される通りである。図から分かるように不飽和状態の比透水係数 K_r は負圧の値によって0から1まで急激に変化する。この状態を数値解析すると、強い非線形性のため解が発散することが多い。こうした事態を避けるために、Case 2では K_r が0.2より小さい範囲ではFig. 2.16の中の点線で表示するように強制的に負圧を一定にしている。Case 3は非定常解析の例で、初期条件はCase 2の定常状態から得られたもの、境界条件は他のCaseと同じ値を用い、水圧トンネルの圧力は計測された値を使用した。

Case 1の解析結果はFig. 2.17に示す通りで、自由水面の形も、水圧分布も実測値とあまり一致していない。一方、Case 2の結果はFig. 2.18からわかるように、実測値とのよい一致がみられる。しかし、一般には間隙水圧分布は良好な解析結果を示しているが、Fig. 2.19のように作業トンネルと空洞の間は実測値より大きな値を示している。これは、実測では両者の間の応力が空洞の掘削によって解放され、透水性が良くなったためではないかと考えられる。また、3次元の幾何学的な影響も不一致の理由と思われる。掘削による湧水量はTable 2.2のように解析

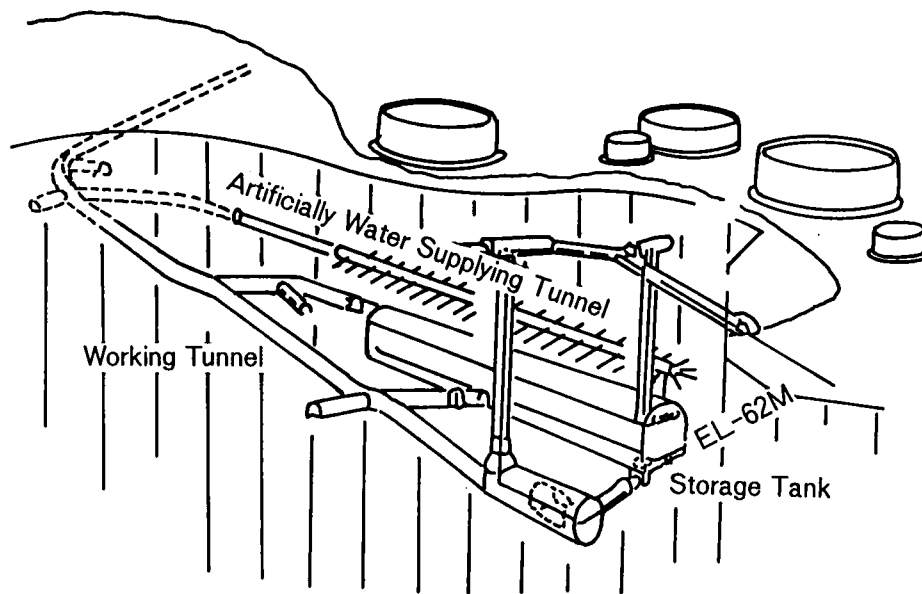


Fig. 2.14 地下石油儲蓄基地概略図

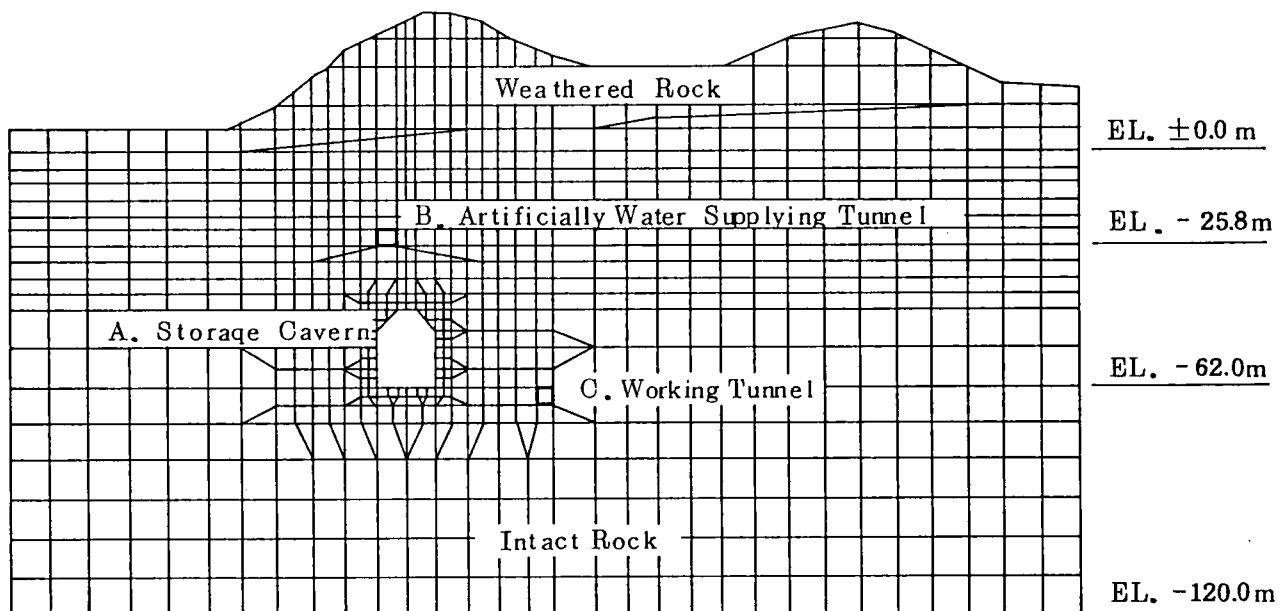


Fig. 2.15 有限要素分割

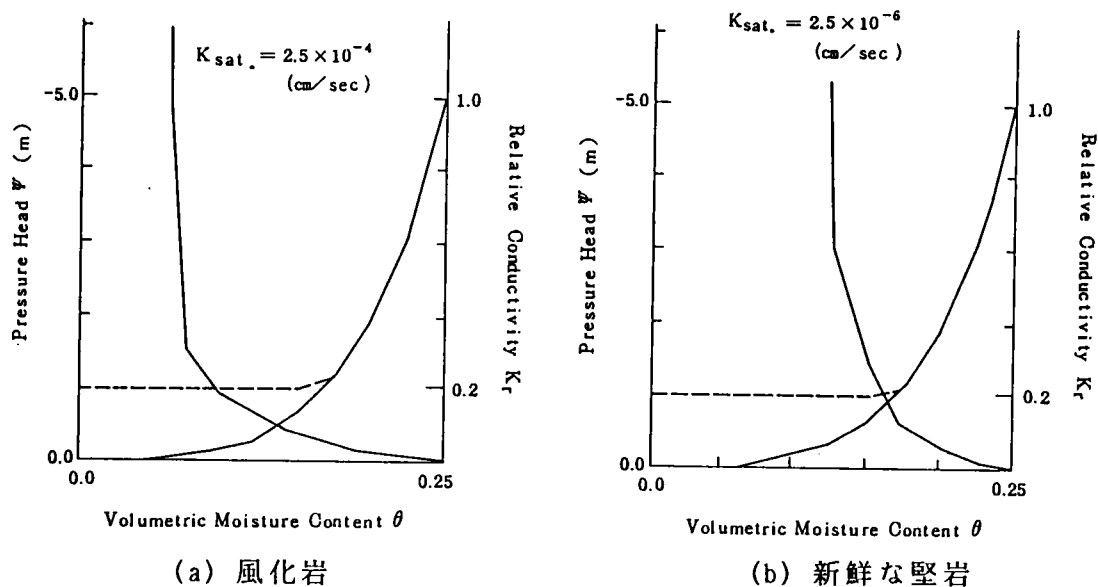


Fig. 2.16 不飽和浸透特性

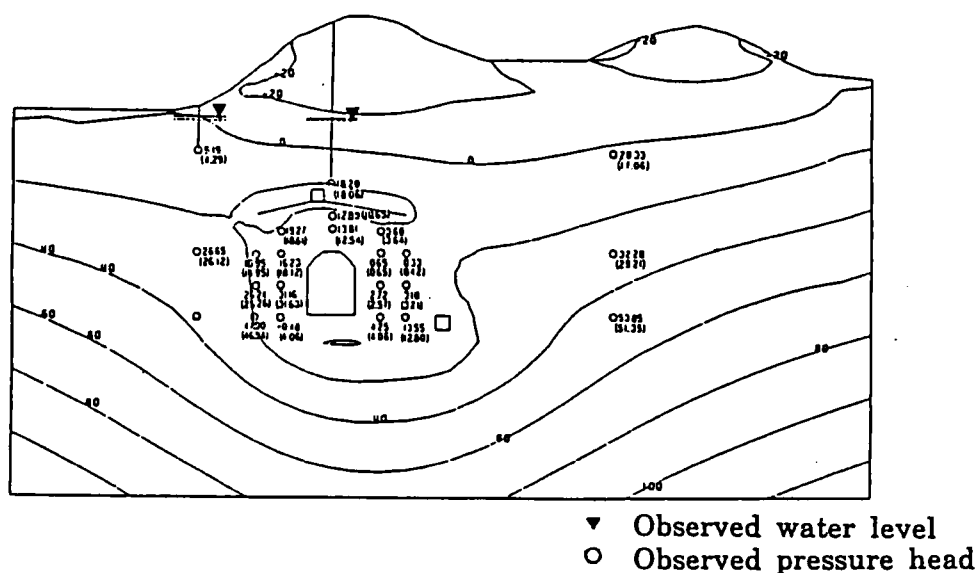


Fig. 2.17 解析結果：水位と水圧分布 (Case 1)

Table 2.1 数値解析用の条件設定

	Steady Unsteady	Relative Conductivity K_r	S_s (1/m)	Rainfall Influx (mm/day)
Case-1	Steady	$K_r \geq 0.0$	10^{-6}	0.7
Case-2	Steady	$K_r \geq 0.2$	10^{-6}	0.7
Case-3	Unsteady	$K_r \geq 0.2$	10^{-6}	Variant*

* Rainfall influx varies every month(mean value is 0.635).

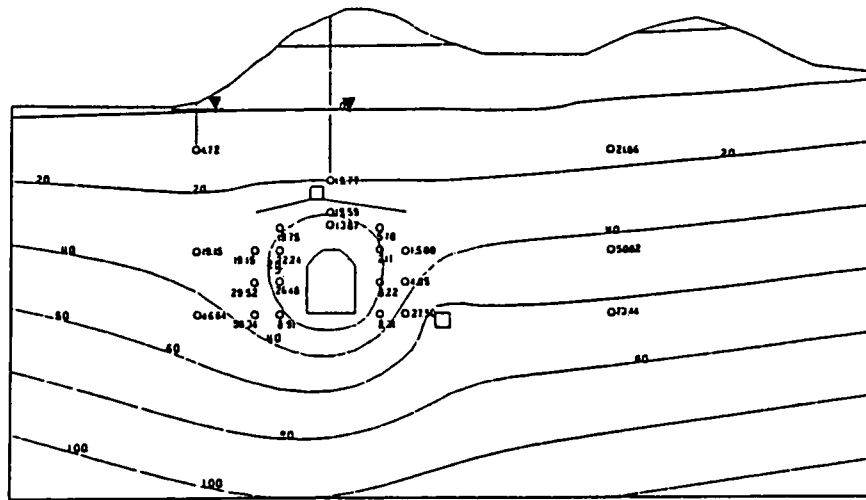


Fig. 2.20 解析結果：水位と水圧分布（Case 3；63 days）

値は実測をよく表しているが、条件の違いはあまり影響ないようである。

Fig. 2.20はCase 3の掘削完了後63日目の非定常解析の結果である。自由水面形、間隙水圧分布共に傾向的には実測値と良く合っているが、Case 2と同じように一部不一致が見られる。Fig. 2.19の斜めハッチの部分には計算値と実測値の適合が良いところ、網掛け部分は実測値が計算値の約20%程度しかないところである。

（2）多層地盤でのトンネル掘削

トンネルの掘削にともなって発生する湧水の問題は、トンネル自体の安定のみでなく、水源の枯渇など社会・環境問題にまでさまざまな影響を与える。しかし、残念ながらこうした地下水の挙動を十分把握するまでに至っておらず、その場で問題が処理されているのが現状である。

トンネル湧水の予知に関して流出範囲を求める問題がある。もちろん、水文学的、地質学的に大きな問題点を含んでいるが、経験則に基づいた予測はなされてきた。例えば、宮崎・高橋(1970)による水理学的方法、具体的にはH-R曲線とトンネルの地質横断面図とを重ね合わせて、H-R曲線と地表面と交差する点から流出範囲を求める方法がある。ただし、この方法は地質条件、環境条件等を十分に考慮する余地がなく、厳密性に欠けると考えられる。そこで、ここではこうしたトンネル掘削にともなう周辺地盤の浸透流の挙動解析を試み、今後の研究の

基礎データを収集する。

一般に、トンネルの掘削によってトンネルの直上部分には、地下水の不飽和領域が形成される。その領域は本来、地下水面が低下することによって影響を受ける範囲と考えられるが、多層系地盤の場合には一概にそのような結論は引き出せない。また、不飽和領域における不飽和浸透の影響による地下水位の変動もかなり大きいと想定されるが、数値解析、特に飽和－不飽和浸透解析手法以外の方法では検討ができない。

解析のため想定したモデルは次のようである。すなわち、トンネルは地下50mのところであり、下部境界とは30mはなれている。解析の対象としてトンネル中心より100m程度離れた地点までの挙動を中心に考えたが、解析領域は影響範囲を考慮して1000mとした。解析は次の場合を想定して行った。

Case 1: 均質地盤 ($k=1.0 \times 10^{-7}$ cm/sec)

Case 1-1: 境界で水位一定 (掘削後5年間の水位変動)

Case 1-2: 境界で水位一定 (掘削後10年間の水位変動)

Case 1-3: 境界は不透水 (掘削後10年間の水位変動)

Case 2: 2層系地盤 (境界の水位一定条件、以下同じ)

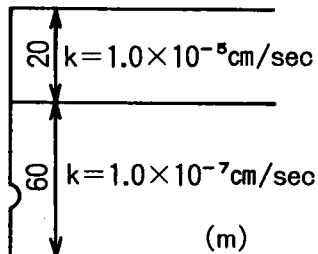
Fig. 2.21(a)に示すように2層系の地盤で上層の透水性が大きい場合

Case 3: 3層系地盤

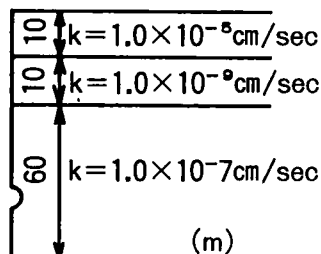
Fig. 2.21(b)に示すように3層系で中間に難透水層を含む場合

Case 4: 不均質地盤

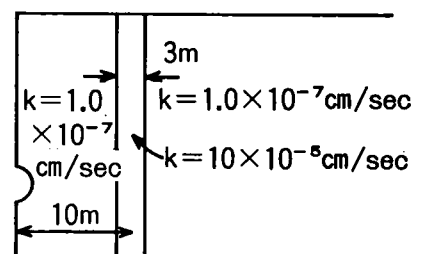
Fig. 2.21(c)のように、トンネル近傍に透水性の良い層 (例えば破碎帯)



(a) 2層系地盤



(b) 3層系地盤



(c) 破碎帯モデル

Fig. 2.21 地盤のモデル化

が存在する場合

Case 5: Case 4の場合と同じだが、透水層、すなわち破碎帯が50mと遠くはなれている場合

Case 1の場合、いずれも解析結果に大差はなかった。自由水面は20m程度しか低下せず、トンネルと交差することはなかった。境界条件の違いによる影響と、Case 1の代表的結果を知るために、Fig. 2.22に水面変動の様子を示す。2層系地盤の場合、Fig. 2.23の結果を参照すると、水位低下量がさらに小さいことがわかる。これは地表層の透水性が良いため、影響圏から地下水の補給が速やかになるためと考えられる。Fig. 2.24は3層系地盤の地下水位の変動を示す。この結果は他の例と異なり特異な自由水面挙動が現れていることを示している。すなわち、中間層の透水性が低いことから上からの水の供給が少ないため、トンネル天端近傍において不飽和領域が発生していることである。この領域はトンネルからの排水開始と同時に（1日目）に発生し、懸垂水帯のように上部にも下部にも自由水面があるという特異な状態に至る。そして、後に下部の水面は上部の自由水面と連結することになる。Fig. 2.25は湧水量の経時的变化であるが、3層系地盤の場合が最も小さい。破碎帯がある場合の解析結果には注目すべきものはなく、Fig. 2.23にまとめて排水開始後5ヵ年たった時の水面形状を示してある。いずれも地盤の不均質性によってその形状が大きく異なることがよくわかる。

2. 7 飽和－不飽和3次元浸透流解析

飽和－不飽和2次元浸透流解析法は、飽和領域のみを考えた解析では不可能であった種々の問題を解く方策を与えてくれた。しかし、実構造物を解析しようとすると、2次元解析法は様々な制約を受ける。たとえば、空洞やトンネル、山留めなどの大規模な地下掘削では、解析断面と異なる側面からの湧水が顕著な場合が多いこと、広域地下水の解析での複雑な地形や多層の地下構造、ダム取り付け部の迂回浸透などは3次元解析をしなければ、問題の本質がつかめない状況である。ここでは、上記のような問題に対処するため、有限要素法による飽和－不飽和2次元浸透流解析を3次元に拡張した結果について述べる。

3次元浸透流の基本方程式は、2次元の場合の次元を一つ増やすだけで、形は全く同じであり、本章の定式化などの内容はそのまま利用できる。ただし、3次

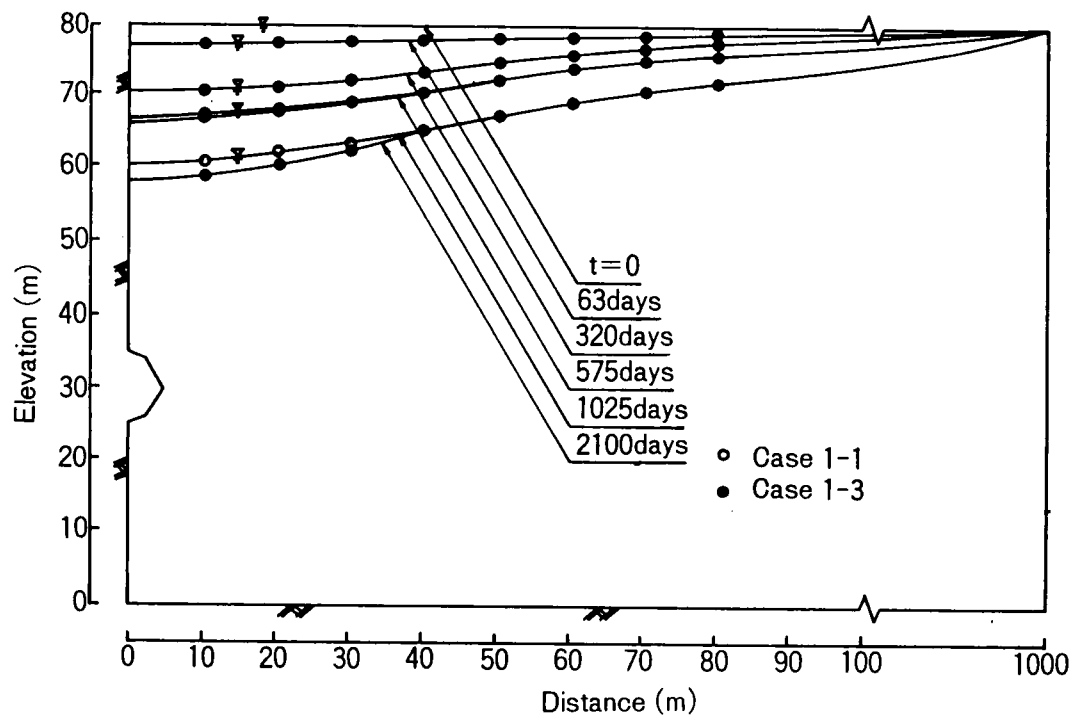


Fig. 2.22 水面の変動

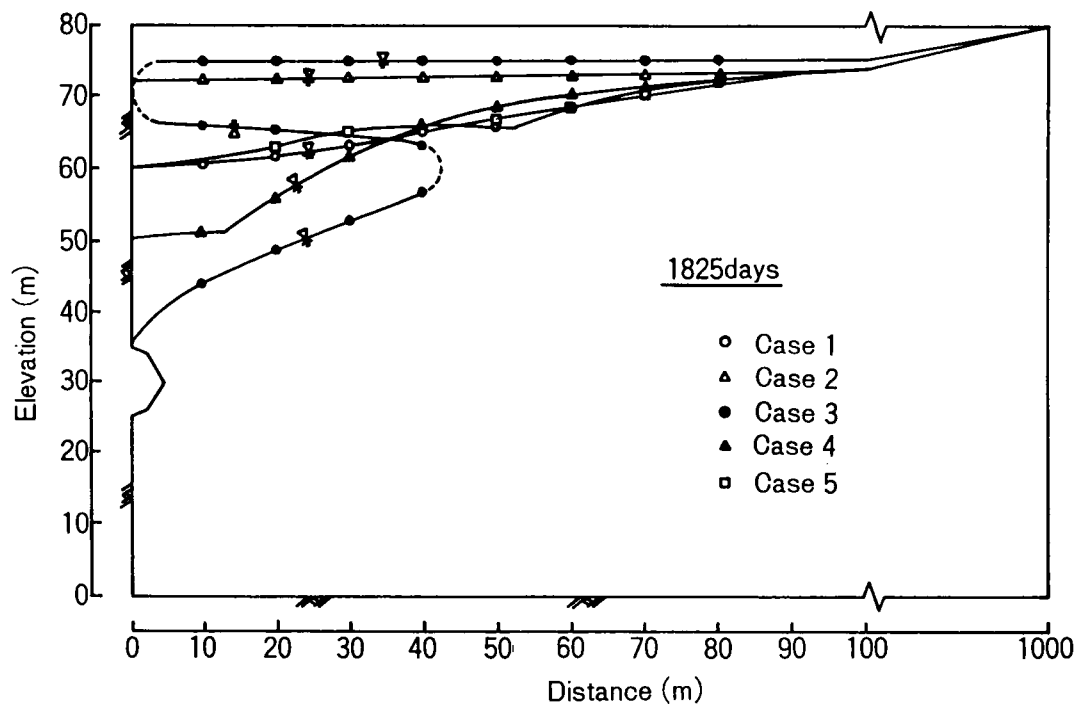


Fig. 2.23 掘削後1825日での地下水位

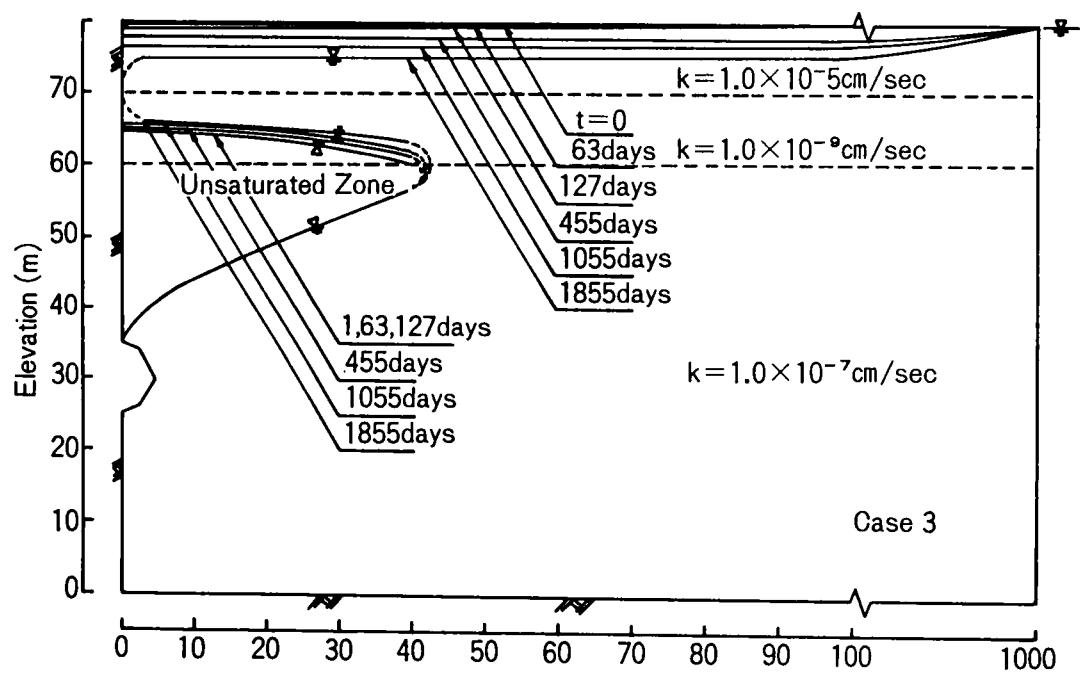


Fig. 2.24 3層系地盤の水位変化

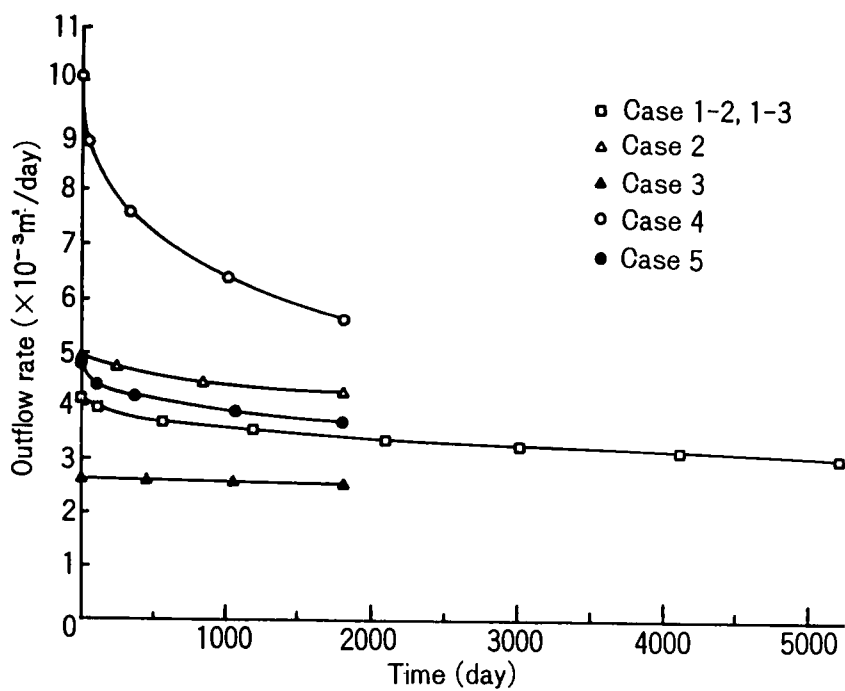


Fig. 2.25 湧水量の時間的变化

元の場合、Fig. 2.2に示す三角形要素に代えて、Fig. 2.26の3次元アイソパラメトリック要素 (Bathe(1974))を用いた。開発した3次元解析法を用いて、手法の妥当性を確かめるために室内模型実験と以下のように比較、検討した。

実験で用いた迂回浸透を模擬した砂模型の設計図をFig. 2.27に示す。図の右手側から水の出入りを制御することになる。砂の内部では圧力を72点で、水面形は26点で計測した。浸透過程は初期状態から片方の水位を40cm上昇させ、排水過程は高水位初期状態から片方の水位を40cm低下させることで変化を作りだした。砂の飽和特性と不飽和特性は実験室で測定した。実測された不飽和特性をFig. 2.28に示す。これらの実験結果に対応する形でFig. 2.29のような有限要素分割を行い、3次元浸透流解析を実施した (Akaiら(1979))。

飽和－不飽和浸透解析では圧力水頭がゼロの点を連ねて自由水面とするが、実験で求めた結果との比較をFig. 2.30からFig. 2.33に示す。各時間にわたって、浸透過程でも排水過程でも実験結果と解析結果は非常によく一致している。Fig.

2.34は定常状態での実験と解析の両結果の比較である。非定常状態の場合と同じように両者の結果はよく一致しており、ここで示した3次元解析法が迂回浸透のような複雑な現象を首尾よく追跡できることを明らかにした。

2. 8 まとめ

本章は2次元および3次元の飽和－不飽和浸透流の挙動について、有限要素法による非定常解析を示したものである。すなわち、その手法は従来の飽和領域のみを対象とした浸透解析法よりも簡単であり、地盤中の浸透流を統一的に取り扱う解析法について論じたものである。解析の例として地下空洞やトンネル掘削時の周辺地盤の地下水変動予測を行い、従来の方法に加えて、このような解析法が極めて効果的であることを示した。

この研究の特徴および得られた結果を要約すれば以下ようになる。

(1) 飽和－不飽和領域における浸透流の支配方程式を示し、その方程式が従来の不飽和領域の浸透解析に用いられてきたKluteの拡散方程式より有効な式であることを論じた。

(2) 支配方程式の有限要素法による定式化に重みつき残差法を用い、関数と等価な汎関数を用いる変分法より容易に定式化が行えることを述べた。

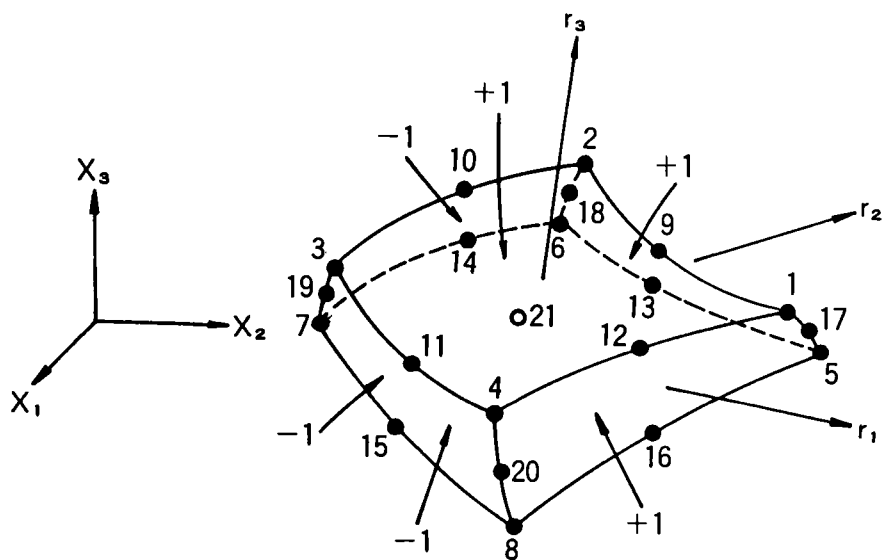


Fig. 2.26 3次元アイソパラメトリック要素

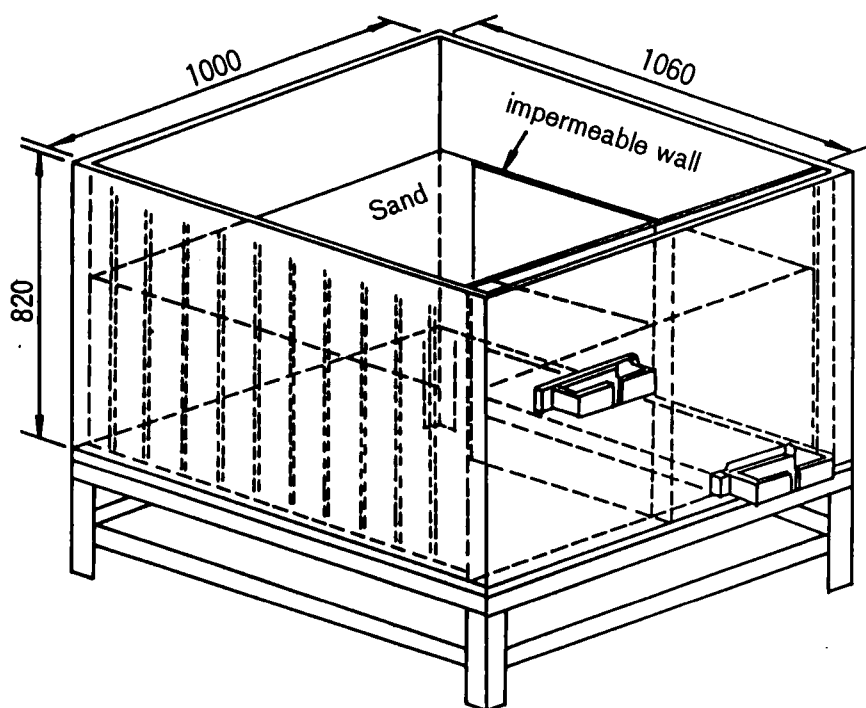


Fig. 2.27 3次元浸透模型

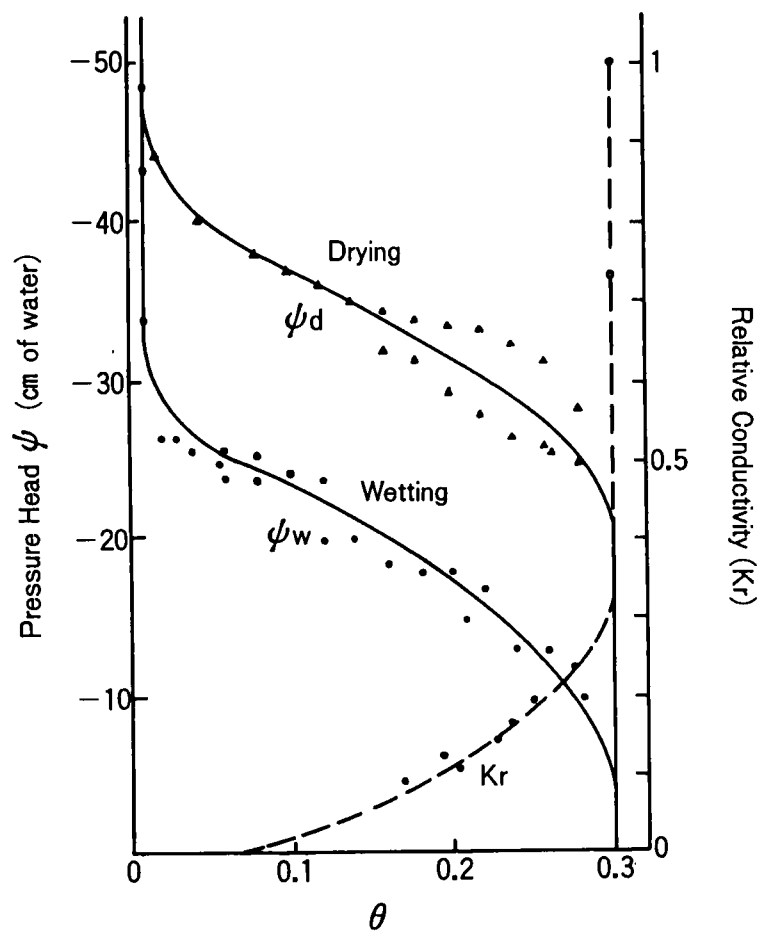


Fig. 2.28 不飽和浸透特性

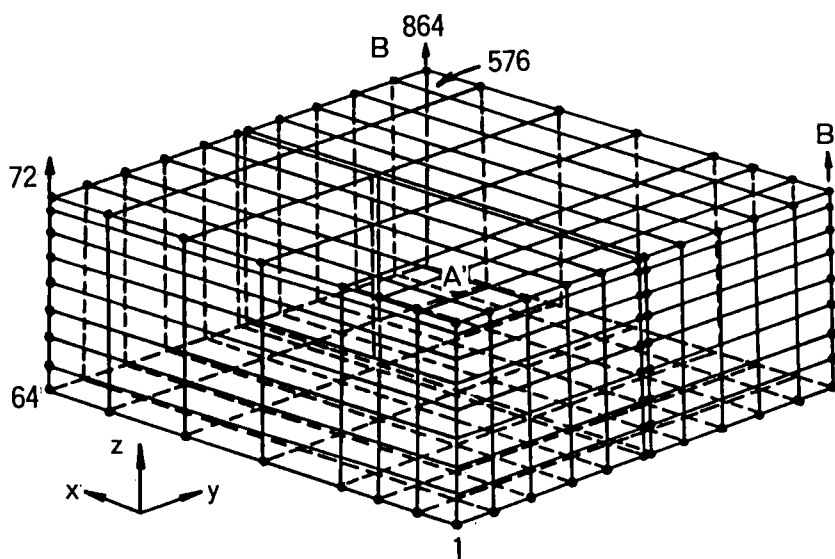


Fig. 2.29 3次元有限要素分割

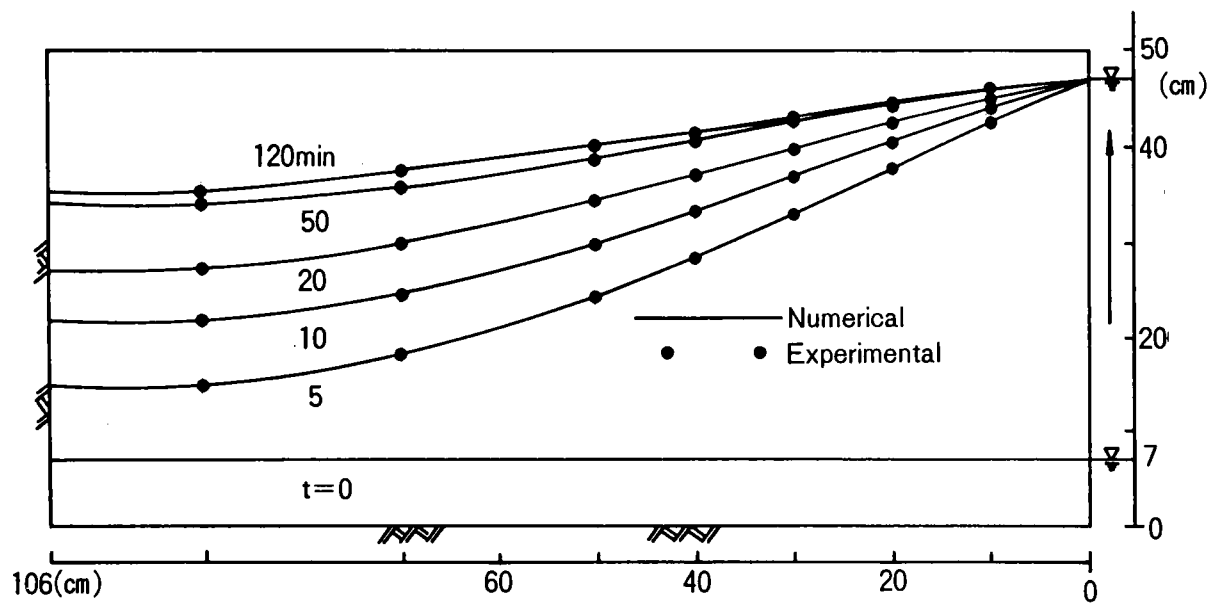


Fig. 2.30 A - A' 断面での実験値との比較（浸透過程）

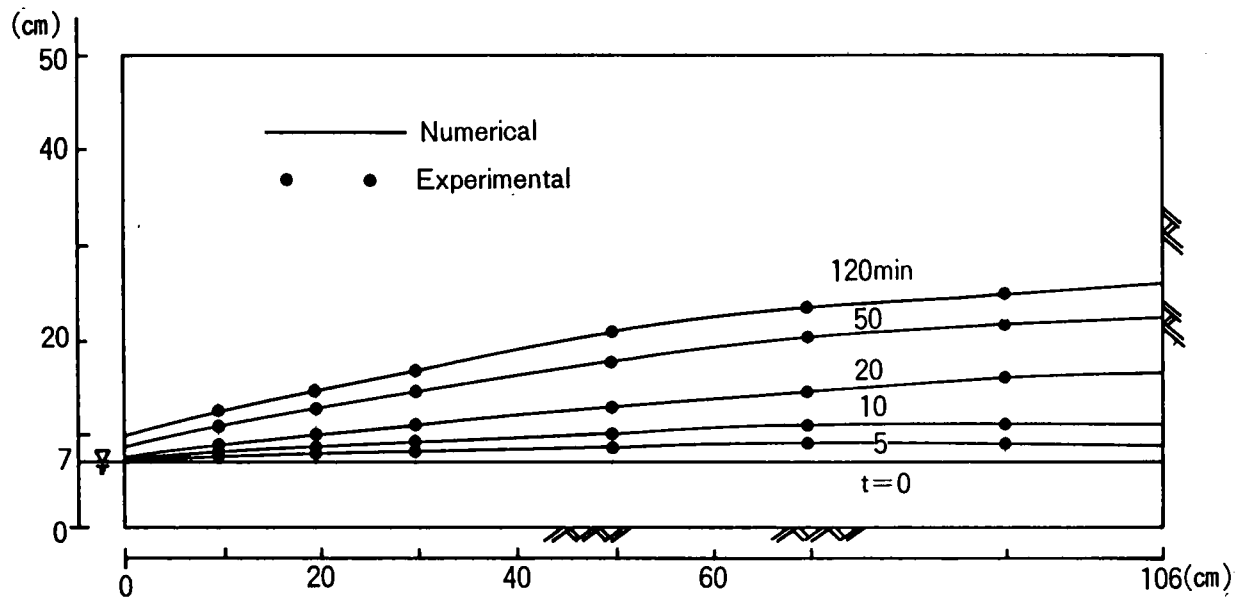


Fig. 2.31 B - B' 断面での実験値との比較（浸透過程）

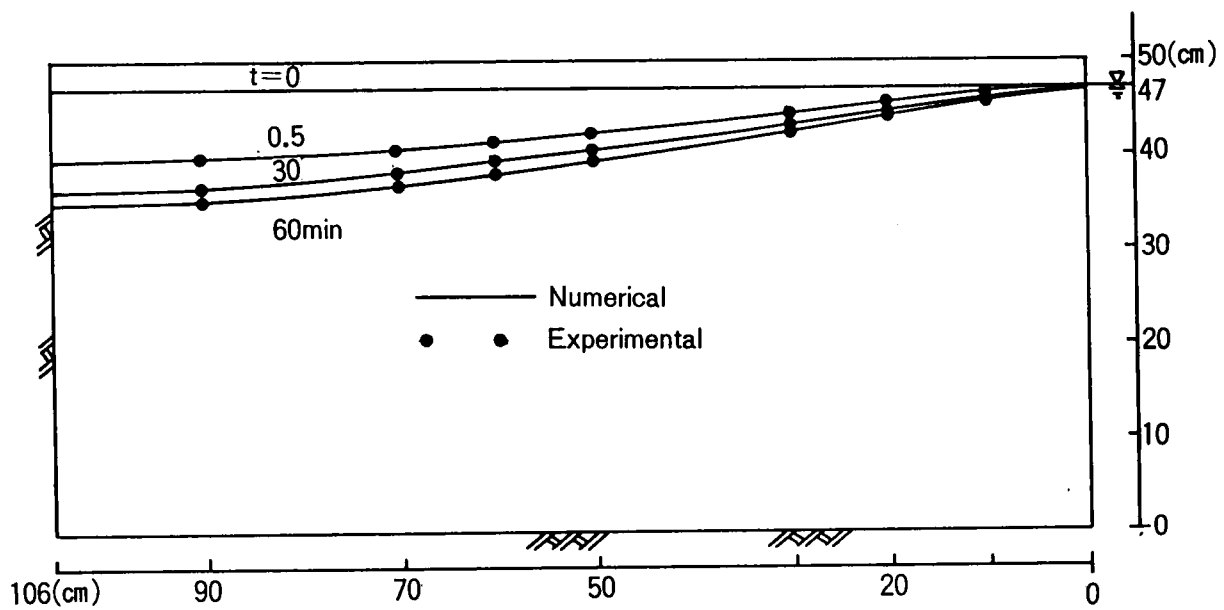


Fig. 2.32 A - A' 断面での実験値との比較（排水過程）

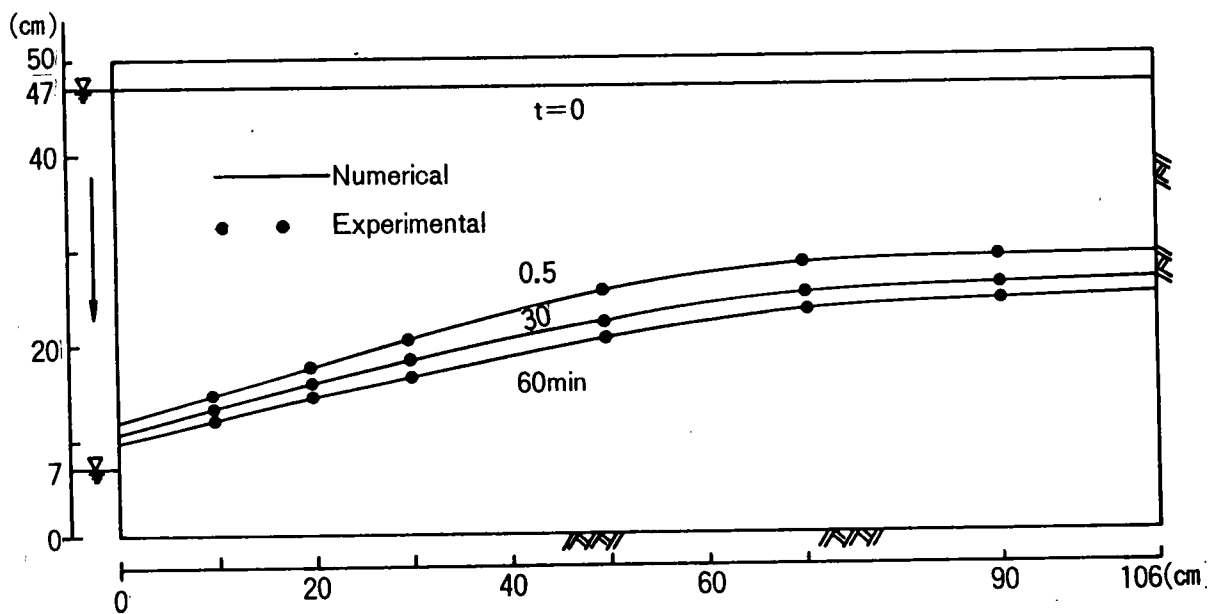


Fig. 2.33 B - B' 断面での実験値との比較（排水過程）

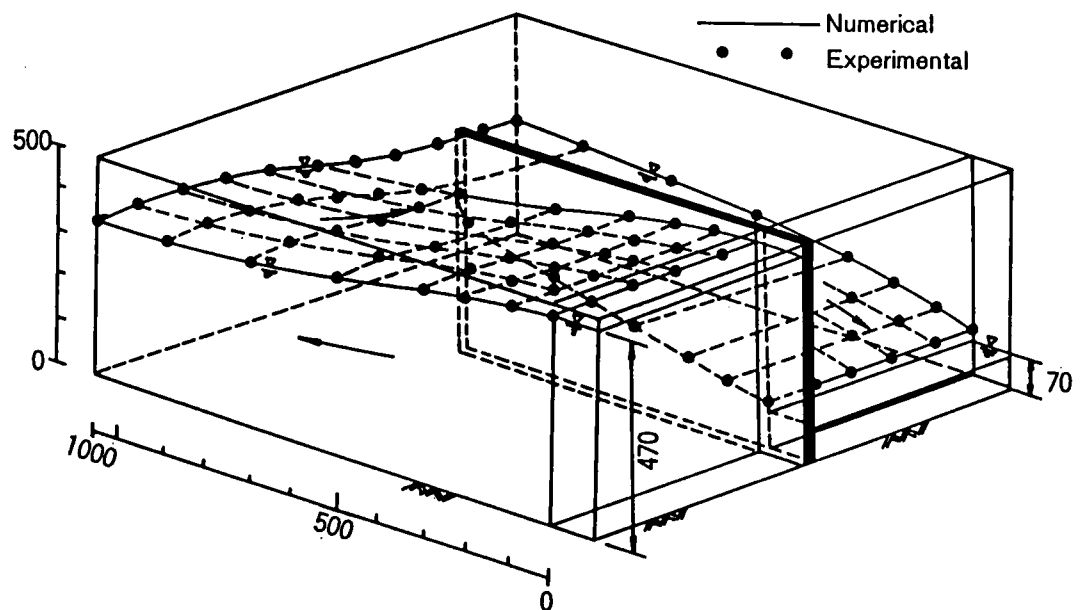


Fig. 2.34 定常状態での実験値との比較（浸透過程）

（３）不飽和領域の浸透解析で問題となる水分保持曲線のヒステリシスに対しては、Maulemの走査曲線を求める式を用いることにより、ヒステリシスを考慮した有限要素法による浸透解析が可能であることを明らかにした。

（４）従来の飽和領域のみを対象とした解析では考慮し得なかった残留含水率（field capacity）についても、この解析では十分考慮できることを論じた。

（５）飽和－不飽和領域の浸透流に対するこの解析の結果と模型実験の結果とを比較検討して、本解析法が２次元ならびに３次元の地下水位上昇、降下の問題に対して非常に有効であることを示した。

- 赤井浩一・宇野尚雄(1966): 土中の準一次元非定常浸透流に関する研究、土木学会論文集、127, pp.14~22.
- 赤井・大西・西垣(1975): 豎井、横井の揚水による地下水位低下に関する非定常解析、第10回土質工学研究発表会、pp.619~622.
- 赤井・大西・西垣(1977): 有限要素法による飽和-不飽和浸透流の解析、土木学会論文報告集、No.264, pp.87-96.
- Akai, K., Ohnishi, Y. and Nishigaki, M. (1979): Finite Element Analysis of Three-Dimensional Flows in Saturated-unsaturated Soils, 3rd Int'l Conf. on Numerical Methods in Geomech., pp.227-239.
- Bathe, K.J. & Ozdemir(1974): Static and Dynamic Geometric and Material Nonlinear Analysis, Report No.UCSESM 74-4, Univ. of Calif. Berkeley.
- Bear, J. (1972): Dynamics of Fluids in Porous Media, Elsevier, pp.447~448.
- Biot, M.A. (1941): General Theory of Three-dimensional Consolidation, Journ. Appl. Phys., pp.12~155.
- Boulton, N.S. (1963): Analysis of Data from Non-equilibrium Pumping Test Allowing for Delayed Yield from Storage, Proc. ICE, 26, pp.469~482.
- Childs, E.C. (1960): The Non-steady State of the Water Table in Drained Land, J. Geophys. Res., 65(2), pp.780~787.
- Everett, D.H. (1971): Adsorption Hysteresis, Solid Gas Interface, Vol.2, edited by E.A.Flood, Maree Dekker, New York, Chap.36, pp.219~225.
- Finlayson, B.A. (1972): The Method of Weighted Residuals and Variational Principles, Academic Press, New York.
- Finn, W.D. (1967): Finite Element Analysis of Seepage through Dams, Proc. ASCE, SM, Vol.93, No.6, pp.41~48.
- France, P.W. (1974): Finite Element Analysis of Three-Dimensional Groundwater Flow Problems, Journal of Hydrology, 21, p. 381-398.

- Freeze, R.A. (1971): Three-dimensional Transient Saturated-Unsaturated Flow in a Ground Water Basin, Water Reso. Res., 7(2), pp.347~363.
- Fujioka et al. (1964): Approximate Solution to a Vertical Drainage Problem, J. Geophys. Res., 69(24), pp.5349~5255.
- Ibrahim, H.A., Brutsaert, W. (1968): Intermittent Infiltration into Soils with Hysteresis, ASCE, HY, 94, pp.113~137.
- Klute, A. (1952): A Numerical Method for Solving the Flow Equation for Water in Unsaturated Materials, Soil Sci., 73, pp.105~106.
- Kono I. and M.Nishigaki(1981): An Experimental Study on Characteristics of Seepage in Soil, Proc., of JSCE, No.307 (in Japanese).
- Ligon, J.T. et.al. (1962): Unsteady-state Drainage of Fluid from a Vertical Column of Porous Material, J. Geophys. Res., 67, p. 5199-5204.
- 宮崎・高橋(1970): 土木地質学、共立出版
- Mualem, A. (1974): A Conceptual Model of Hysteresis, Water Reso. Res., 10(3), pp.514~520.
- Neuman, S.P. (1974): Galerkin Method of Analyzing Nonsteady Flow in Saturated-Unsaturated Porous Media, Finite Element Method in Flow Problems, edited by C.Taylor, O.C.Zienkiewicz, R.H.Gallagher, John Wiley & Sons, Chap.19.
- Neuman, S.P. (1973): Saturated Unsaturated Seepage by Finite Elements, Proc., ASCE HY, Vol.99, No.12, pp.2233~2250.
- Neuman, S.P., of P.A. Witherspoon(1970): Analysis of Nonsteady Flow with a Free Surface using the Finite Element Method, Water Reso. Res., 6(5), pp.889~897.
- Philip, J.R. (1973): On Solving the Unsaturated Flow Equation; 1, the Flux-concentration Relation, Soil Sci., 116(5), pp.328~335.
- Philip, J.R. (1964): Similarity Hypothesis for Capillary Hysteresis in Porous Materials, J. Geophys. Res., 69(8), pp.1553~1562.

- Philip, J.R. (1957) : The Theory of Infiltration; 1. The Infiltration Equation and its Solution, Soil Sci., 83, pp.345~357.
- Poulovassilis, A. (1964) : Hysteresis of Pore Water, an Appilcation of the Concept of Independent Domains, Soil Sci., 93, pp.405~412.
- Richards, L.A. (1931) : Capillary Conduction of Liquids through Porous Mediums, Physics, 1, pp.318~333.
- Richtmyer, R.D. & K.W.Morton (1967) : Difference Methods for Initial-value Problems. Wiley-Interscience, New York.
- Rubin, J. (1968) : Theoretical Analysis of Two-dimensional Transient Flow of Water in Unsaturated Soils, Soil Sci. Am. Proc., 32, pp.607~615.
- Sokolnikoff, I.S. and R.M.Riedheffer (1966) : Mathematics of Physics and Modern Engineering, McGraw-Hill, New York.
- Staple, W.J. (1969) : Comparison of Computed and Measured Moisture Redistribution Following Infiltration, Soil Sci., Soc. Amer. Proc., 33, pp.840~947.
- Swartzendruber, D. (1969) : The Flow of Water in Unsaturated Soils, Flow through Porous Mediums, edited by De Wiest, Academic Press, Chap. 6 pp.217.
- Taylor, G.S. et al. (1969) : Computer Methods for Transient Analysis of Water-table Aquifers, Water Reso. Res., 5(1), pp.144~152.
- Topp, G.C. (1971) : Soil-water Hysteresis, The Domain Theory Extended to Pore Interaction Condition, Soil Sci. Soc. Amer. Proc., 35, pp.219~225.
- Watson, K.K. (1966) : An Instantaneous Profile Method for Determining the Hydraulic Conductivity of Unsaturated Porous Materials, Water Reso. Res. 2, p. 709-715.
- Whisler, F.D., Klute, A. (1965) : A Numerical Analysis of Infiltration, Considering Hysteresis, into a Vertical Soil Column at Equilibrium under Gravity, Soil Sci., Soc. Proc., 29(5), pp.489~494.

- Yoshida, H., Matsumoto, T., Aoki, K. and Ohnishi, Y. (1987): Permeability Property Effect on Saturated-Unsaturated Seepage Flow Analysis in Rock, 26th US Symp. on Rock Mech.
- Youngs, E.G. (1957): Moisture Profiles during Vertical Infiltration, Soil Sci., 84, pp.283~290.
- Youngs, E.G. (1960): The Drainage of Liquids from Porous Materials, J. Geophys. Res., 65(12), pp.4024~4030.
- Zienkiewicz, O.C. (1971): The Finite Element Method in Engineering Science, McGraw-Hill, New York.
- Zienkiewicz, O.C. et al. (1969): Iso-parametric and Associate Elements Families for Two and Three Dimensional Analysis, Chap.13, in Finite Element Methods in stress Analysis, ed. I. Holand and K. Bell, Tech. Univ. of Norway, Tapir Press, Norway, Trondheim.

第 3 章

連続体としての準 3 次元

岩盤浸透流解析

2 次元浸透流解析の利点を生かしつつ、近似的に奥行き方向深さの変動を関数で表現することにより 3 次元の岩盤浸透挙動を解析可能とした準 3 次元解析手法を示す。岩盤は剛体多孔質で連続体と仮定している。

3. 1 はじめに

岩盤内の浸透流挙動予測には、数値解析法が用いられているが、精度的には有限要素法による 3 次元解析が、最も適していると考えられる。しかし、3 次元的な地盤・岩盤特性の調査等、技術的にまだ困難な問題が残っており、またさらに、電子計算機の大形化・高速化にもかかわらず、今日でもまだ費用や計算時間等の点で、実際の調査設計に使用するには実用的でなく、研究段階での使用に留まっている。一方、2 次元解析では、3 次元的现象を表現するには、無理な点がいくつか指摘されている。特に、一般によく利用されている平面 2 次元解析では水平奥行き方向（断面に直交する方向）の流れを取り扱うことができないため、代用として 3 次元的な概念を持つ軸対称モデルが用いられるが、このモデルが実際地盤へ適用できる場合は少ない。これに対し、井戸や開削を対象とした地下水挙動の解析に目を転じると、いくつかの新しい考え方が提示されている。大まかに分けると滞水層と加圧層（粘土層）からなる多層滞水層の地下水の層間の水の流入出を考慮した準 3 次元解析と地盤の水理定数を地下水位の関数とした準 3 次元解析の 2 つで、それらの有用性はすでに認められている。前者の手法は、「地下水の流れが滞水層内では水平方向、加圧層内では鉛直方向」という仮定を利用したものであり、加圧層内の鉛直方向の流れの方程式を解くために一次元の理論解あるいは数値解析解を利用し、滞水層中の水平方向の流れの方程式を解くために 2 次元の数値解析を行い、両者をカップリングして解析を進めていく。後者は、鉛

直方向の流れの成分が微小であるとして無視するDupuit-Forchheimerの仮定を用い、地盤の水理定数を地下水位の関数として、地下水位を決定する手法である。

最初に準3次元の考えをいれて数値解析を行ったのはBredehoeft and Pinder(1970)である。彼らは、滞水層を2次元有限差分要素で表し、解析式によって近似された漏水項を使って鉛直方向の流れを考慮した。Herrera(1973, 1974, 1977)らは解析式を用いた滞水層のカップリングのもっと精度のある手法を開発した。一方、鉛直流れの方程式を解析的(理論的)にではなく、数值的に解く準3次元モデルが、藤縄(1979, 1982)や、Chorley and Frind(1978)によって開発された。

Neuman(1969, 1969, 1982)らはFrindらの方法を用い、計算時間を短くするために、時間増分 Δt がある制限より小さい間は鉛直方向の流れと水平方向の流れをカップリングさせずに解き、その制限より大きくなるとカップリングさせて解く方法を提案し、良好な結果を得ている。また彼らは、準3次元解析は3次元解析の1/100~1/1000の計算時間しか必要としないと述べている。

ところが、準3次元解析には鉛直方向の流れを微小と考え無視する、Dupuit-Forchheimerの仮定が用いられているために、形状が3次元的なトンネルや地下空洞掘削周辺地山への適用はそのままでは困難となる。したがって、準3次元解析手法を適用しようとするると近似解としての何らかの工夫が必要であるが、例としてトンネル掘削を考えた場合、次のような2つの方法が考えられている。

第一の方法は、トンネル掘削時の切羽の進行を水位の低下としてとらえ、トンネル部分の節点水位をトンネル深度で固定し、周辺への影響を検討するという技法である。この方法は、トンネル部の水位変化を完全に拘束してしまう事や、実際には、地下水位がトンネル深度まで一瞬に低下するとは考えられない事などより、実際の状態を表現するには、不適當である。第2の方法は、トンネル掘削による水位低下は地下水のトンネルへの流出によるものだから、トンネル掘削を地下水の流出と等価なものであると考え、トンネル部の節点に時間と流出量の関係を与えて解析する方法である。この方法では、トンネル近傍の地下水位は時間的に自由に変動することが可能であり、比較的現実の問題に近い挙動を示すと思われる。しかしながら、時間と流出量の関係が既知でなければ正しい解析は不可能である。この点が大きな問題とされており、従来あまり解析が行われなかった理由でもある。

トンネル掘削に伴う時間と流出の関係を得るためには、断面2次元解析での結果や過去の工事の資料を加工して用いる以外に方法がないと考えられていた。そこで、本研究では、準3次元解析と断面2次元解析との流出量の関係から、3次元解析を行わなくても、準3次元解析のみで実用的な結果を得る方法を提案する。

3. 2 岩盤地下水の準3次元支配方程式

広域的な地下水を考える場合、局部的な鉛直流の影響は無視できると規定し、Dupuit-Forchheimerの仮定を用いて、連続式とダルシーの運動方程式より次の支配方程式を導くことができる。

$$-\frac{\partial}{\partial x_i}(T_{ij}\frac{\partial h}{\partial x_j})=S\frac{\partial h}{\partial t}+q \quad (i, j=1, 2) \quad (3-1)$$

ここに、 T_{ij} ：透水量係数、 S ：貯留係数、 q ：降雨、揚水等による流出入量。

解析対象となる地域の地盤断面がFig. 3.1(a)のように多層であると考えた場合、河野、西垣(1982, 1982)らは、透水量係数、貯留係数を地下水位の関数とし、Fig. 3.1(b), (c)に示す関数を与え、次式を得ている。

(被圧帯水層)

$$\begin{aligned} T_{ij}(h) &= k_1 b_1 + k_2 b_2 + \cdots + k_n b_n \\ S(h) &= S_{s1} b_1 + S_{s1} b_1 + \cdots + S_{sn} b_n \end{aligned} \quad (3-2)$$

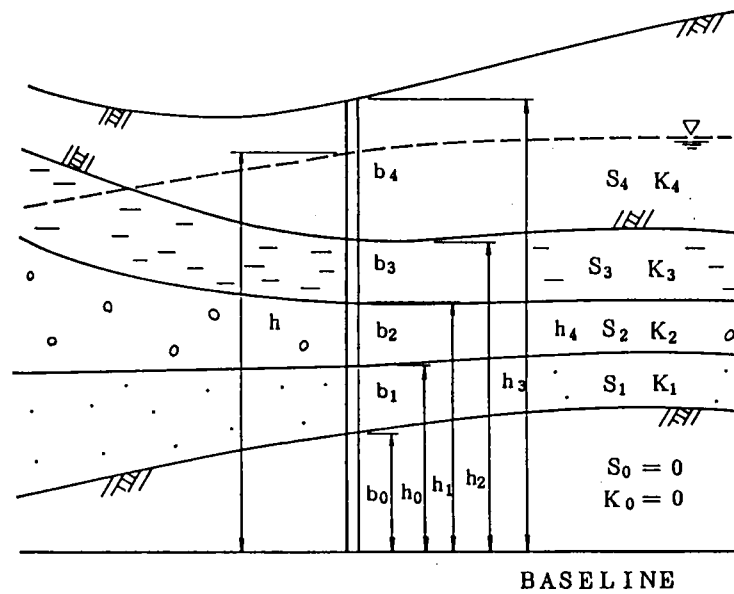
(不圧帯水層)

$$\begin{aligned} T_{ij}(h) &= k_1 b_1 + k_2 b_2 + \cdots + k_{n-1} b_{n-1} + k_n \Delta h_n \\ S(h) &= S_{s1} b_1 + S_{s1} b_1 + \cdots + S_{s,n-1} b_{n-1} + S_{yn} \end{aligned} \quad (3-3)$$

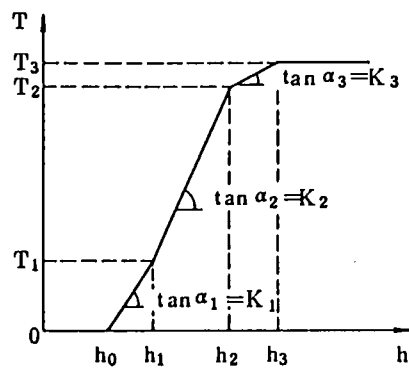
ここに、 S_s は比貯留係数、 S_y は比産出量で有効間隙率に等しい。 k_i は*i*番目の帯水層の透水係数、 b_i は*i*番目の層厚、 Δh_n は*n*番目の層に水面がある場合に水面からその下層の表面までの水位差である。

3. 3 準3次元解析と断面2次元解析の流出量比較

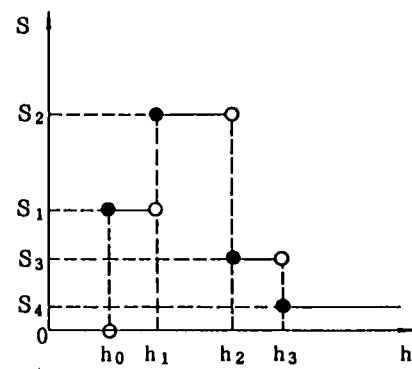
準3次元解析では、鉛直方向の流れが卓越している場合や水面が2つ以上存在



(a) Heterogeneous multiaquifer systems



(b) Function of the coefficient of transmissibility



(c) Function of the storage coefficient with total head

Fig. 3.1 多層地盤での浸透特性と水頭の関係

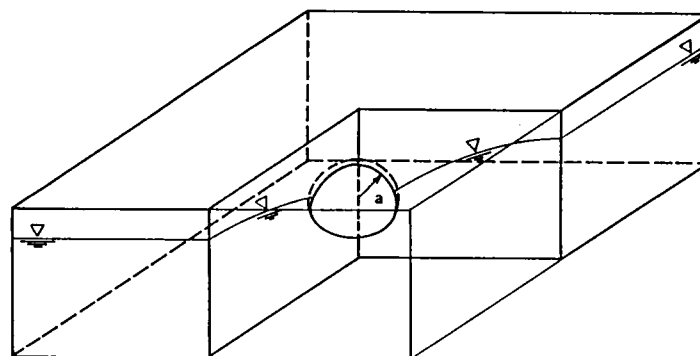


Fig. 3.2 2次元解析の比較のための3次元モデル

する場合などを解析するには無理があり、地下水位をトンネル深度に相当する水頭に固定して解析した時の流出量は、実際の流出量に比べて非常に大きな違いがある。また、断面2次元飽和・不飽和浸透解析手法を用いて、トンネルへの湧水量を求めた場合、断面内での流量予測は比較的精度がよいが3次元的な広がり表現できず、トンネル周辺への影響を具体的に面的に予測できない。

しかしながら、準3次元解析と断面2次元解析の両者の流出量の関係が得られれば、準3次元解析で求めた流出量より断面2次元解析の流出量を推定し、その新たな流出量を用いて準3次元解析を行うことができ、その結果上記の欠点が克服され、非常に現実的な値が求められるものと考えられる。

3次元解析モデルとして、Fig. 3.2のような球状の空洞を考える。トンネル掘削においては、一般に支保と漏水防止のためにライニングが施工される。この時、ライニング部からの漏水量を無視すると、掘削先端部のみからトンネル内へ流出していると仮定でき、Fig. 3.2のような球状の空洞（実際は半球状であるが解析上は同じ）のモデル化ができる。

このような考え方に基づいて比較のために作成されたモデルを、断面2次元解析では、軸対称問題として取り扱えば、3次元解析に近い結果が得られる。また、このような軸対称問題は、トンネル掘削だけでなく、地下空洞のような場合も同様に扱え応用範囲が広いと思われる。

次に、同じモデルに準3次元解析を適用し流出量が得られれば、両解析の流量の関係が求まる。

(1) 断面2次元軸対称解析（赤井ら(1977)、大西ら(1981)）

軸対称解析に用いたモデルをFig. 3.3に示す。図中トンネル部分は浸出面とし、右端側は初期水位で固定とした。初期水位は47.5mで、地盤は等方均質とした。不飽和の物性については、準3次元解析が飽和領域しか取り扱っていないことや不飽和領域の影響による遅れ排水が考えられ準3次元解析との流量比較が難しいため、Fig. 3.4に示すような単純な関係を与え、不飽和領域の影響を無視できるようにした。

2次元軸対称浸透流の支配方程式は式(3-4)のように与えられている。本解析においては、不飽和部は無視できるので、飽和領域だけを考えると、 $C(\Phi) = 0$ 、 $\alpha = 1$ となる。透水係数、比貯留係数は解析領域で一定であるので、帯水層定数

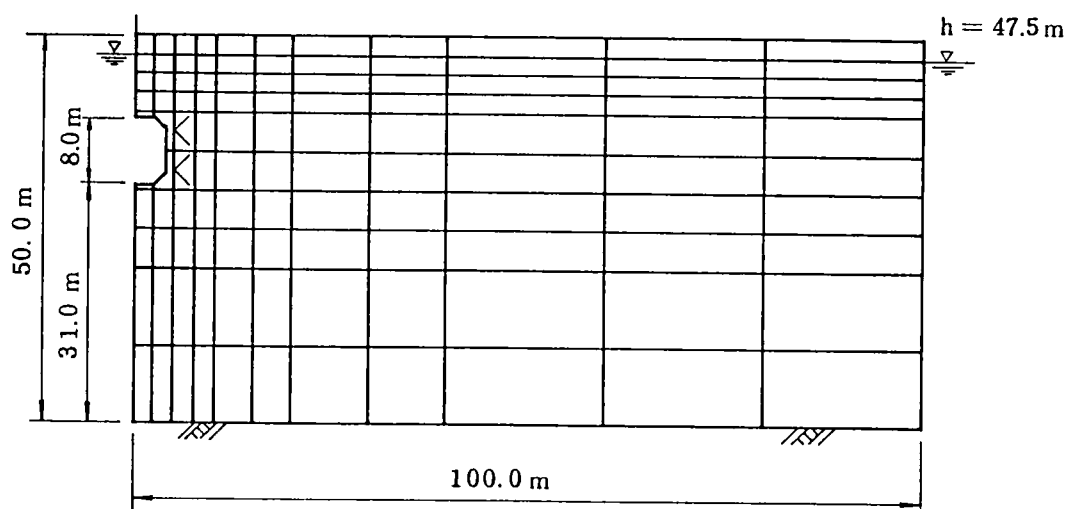


Fig. 3.3 軸対称解析モデル

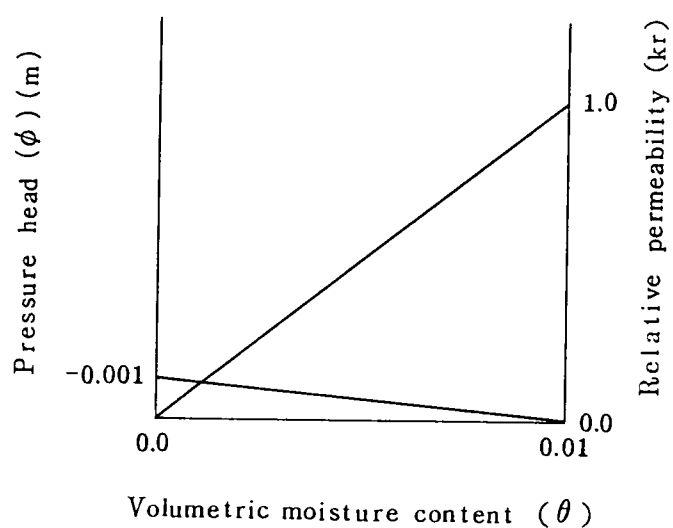


Fig. 3.4 不飽和の物性

Table 3.1 滞水層定数 (軸対称解析)

k/S_s (m ² /day)	k (m/day)	S_s (1/m)
0.1	1.0×10^{-7}	1.0×10^{-6}
1.0	1.0×10^{-6}	1.0×10^{-6}
10.0	1.0×10^{-5}	1.0×10^{-6}

に関係なく、その比 k / S_g で結果が決まる。そこで、 k / S_g に注目して結果を整理するが、今回の解析には、Table 3.1 のような値を用いた。

$$\begin{aligned} \frac{1}{r} \frac{\partial}{\partial r} (rk(\Psi) \frac{\partial \Psi}{\partial r}) + \frac{\partial}{\partial z} (k(\Psi) \frac{\partial \Psi}{\partial z} + k(\Psi)) \\ = (c(\Psi) + \alpha S_g) \frac{\partial \Psi}{\partial t} \end{aligned} \quad (3-4)$$

ここに、 Φ : 圧力水頭、 $C(\Phi) = d\theta / d\Phi$: 比水分容量

0 : 不飽和領域

$\alpha = \{$

1 : 飽和領域

(2) 準3次元解析

断面2次元軸対称モデルに対比しFig. 3.2 を平面的にモデル化したのがFig. 3.5である。半径100m、中心角30°の円弧状のモデルで、準3次元解析の結果得られた流量の12倍をトンネルへの流出量とし、軸対称解析と比較した。境界条件は、外周を初期水位47.5mで固定、中心部分はトンネル部と考えトンネル深度の31.0mで固定し、他は対称条件から不透水境界としている。通常、断面2次元解析等では、トンネル掘削面のみに圧力水頭が零の境界条件を与え解析するが、準3次元解析では、それに近い条件として水面をトンネル深度で固定し、掘削面以浅の圧力水頭を零とするように設定した。この時の流量をトンネルへの流出量とする。

地盤は、軸対称解析と同じ均質材料とした。降雨、揚水は考慮していないので $q = 0$ 、透水係数、貯留係数は解析領域で一定であるため式(3-1)より、 k / S の比を考えると結果が決まるので、軸対称解析と同様に、この比を用いて結果の整理を行った。解析に用いた帯水層定数をTable 3.2に示す。

(3) 流量比較

準3次元解析と軸対称解析の両流量の比較は、 k / S と k / S_g の値で結果を整理したうえで行われた。まず、準3次元解析について述べる。Table 3.2に示している3ケースの k / S について非定常計算を行い、トンネル部からの流出量を12倍した値と時間との関係を示したものが、Fig. 3.6である。この時、流出量はFi

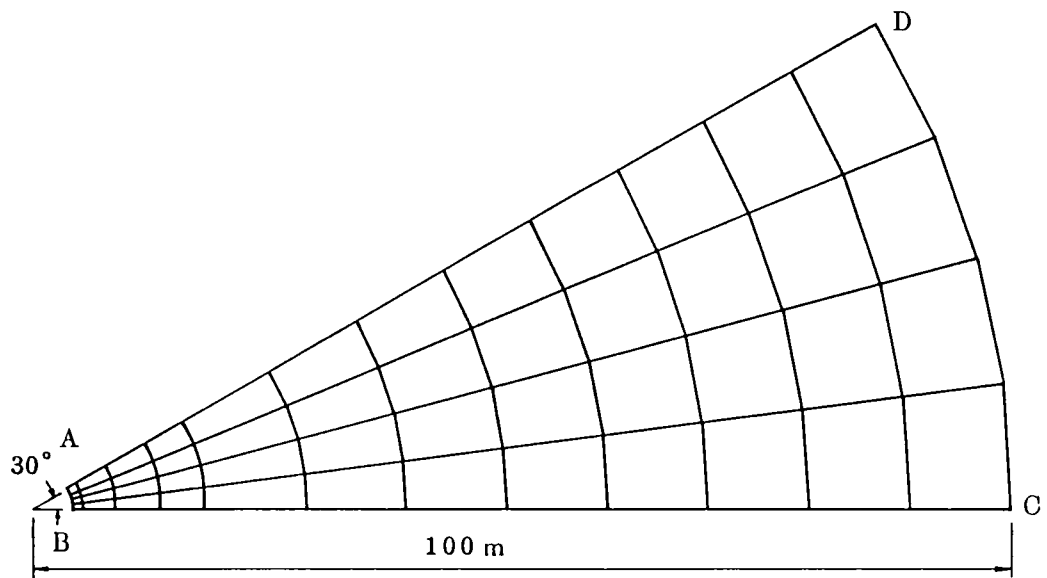


Fig. 3.5 準3次元解析モデル

Table 3.2 滞水層定数 (準3次元解析)

k/S (m/day)	k (m/day)	S
0.1	0.001	0.01
1.0	0.01	0.01
10.0	0.1	0.01

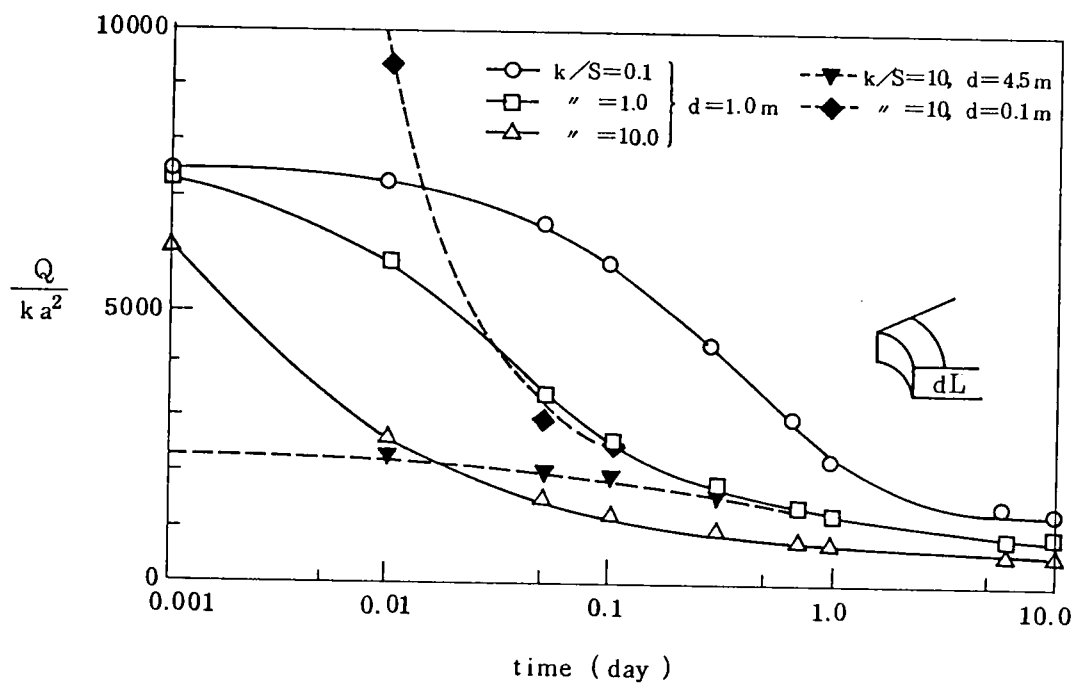


Fig. 3.6 時間と流量 ($Q / k a^2$) の関係 (準3次元解析)

g. 3.2の球の半径 a を用いて無次元化し、 $Q/k a^2$ の値を使用した。Fig. 3.6より3ケースとも、時間と流出量の関係は、同じ傾向を示しているので、1つの曲線に統一する。この時、水位を低下させたトンネル周囲の要素分割（図中のd）によって、動水勾配が大きな影響を受けるために、初期流量がFig. 3.6に示すように大きく違ってくる。つまり、要素分割が細かい場合、動水勾配が大きくなり初期流量は増加する。要素分割が大きく粗い場合、動水勾配が小さくなり初期流量は減少する。しかし、最終定常の流出量は要素分割の影響は受けず、ほぼ一定の値である。そこで、最終定常の値を基準にして、結果を整理した。その方法であるが、Fig. 3.7に示した曲線の最終定常値と、流量減少部分を延長した直線との交点Aの時間 t_a を求め、この t_a で解析時間を割り無次元化する。これを各 k/S で行ったものをFig. 3.9に示す。時間を無次元化することで、帯水層定数の値に関係なく同一の曲線となることがわかる。

軸対称解析についても、Table 3.1に示した3ケースについて、準3次元解析と同じ方法で整理した。各 k/S_s の時間と流量（ $Q/k a^2$ ）の関係をFig. 3.8に示す。また、同様に、最終定常の値で整理し、時間を無次元化したものをFig. 3.9に示す。これらより、準3次元解析の最終定常流量と軸対称解析の各時間での流量との比が計算できる。最終定常流量がわかればこの比を用いて軸対称解析の流量と時間の関係が簡単に得られ、実際の問題に適用できる。

3. 4 トンネルモデルによる水位変動解析

準3次元解析によりトンネル解析を行う新しい解析方法を、簡単なモデルを用いて説明する。

Fig. 3.10は、トンネルを含む領域の有限要素分割を表しているが、図中の丸印はトンネル部分の節点を表わし矢印はトンネル掘削の進行方向を示している。掘削前の初期条件として水位をモデル底面（不透水層）より40m上の位置に、また、左右両端を初期水位で固定した。

トンネル位置は、モデル中央の底面より25～30mに設定し、地下水は不圧状態とした。帯水層は一層であり透水係数0.05m/day、貯留係数を0.01を用いた。この簡単なモデルを用いて解析の手順を以下のように説明する。

（1） 通常、山岳地域を対象とした場合、地下水位は複雑に変化しており、初

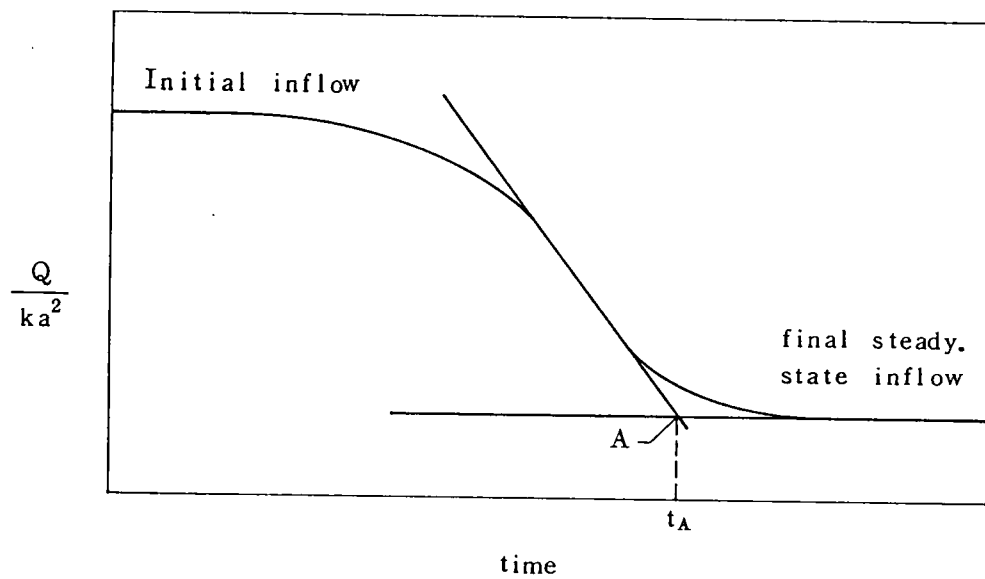


Fig. 3.7 結果を整理するための概念図

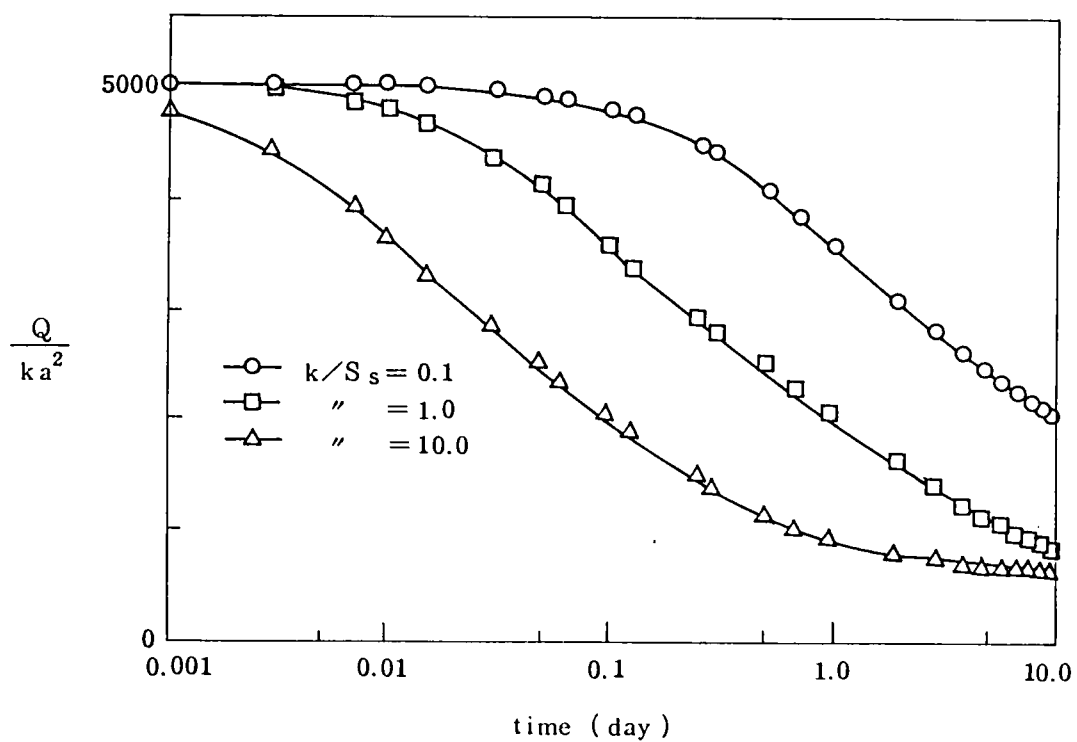


Fig. 3.8 時間と流量 ($Q / k a^2$) の関係
(軸対称解析)

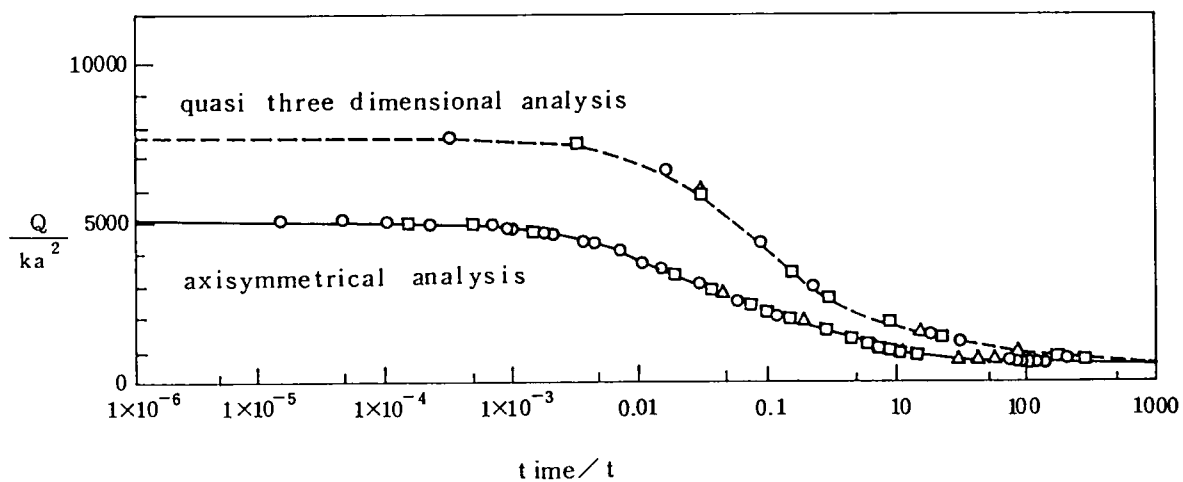


Fig. 3.9 軸対称解析と準3次元解析の比較
(整理後)

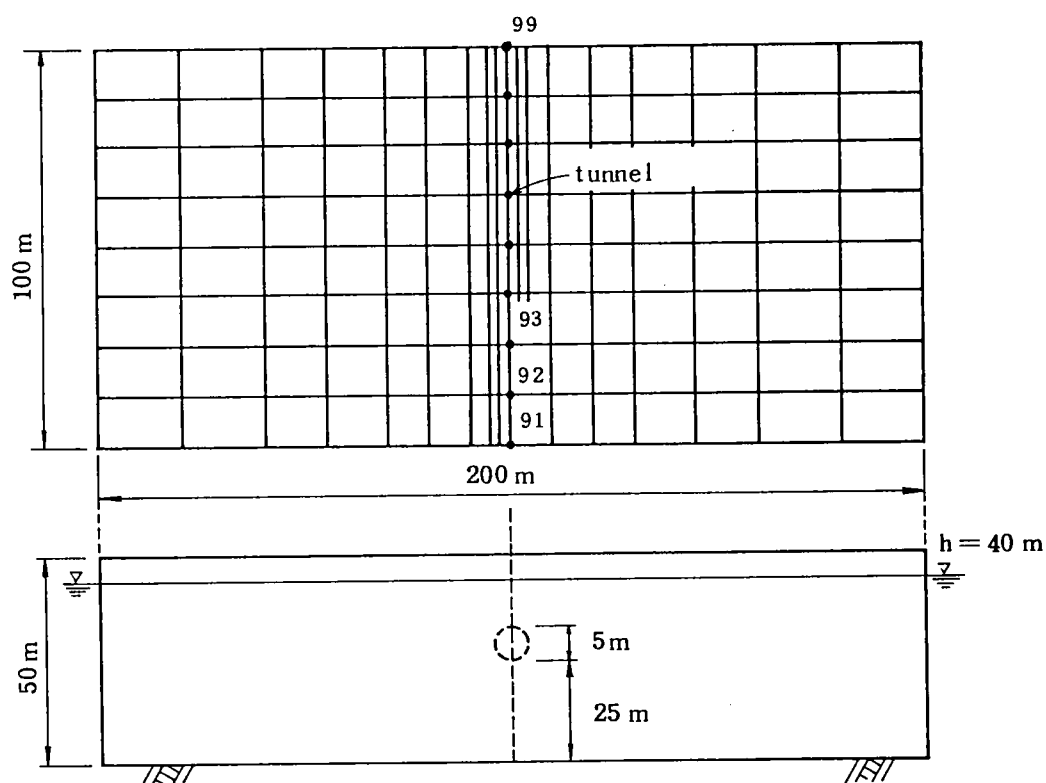


Fig. 3.10 トンネルモデルの概念

期定常解析により現況地下水分布の再現を行わなければならない。この時、山側の水位を固定し初期定常解析で求まる流入量を山側からの涵養量と考え、地下水位を時間的に変動可能とする場合が多い。この時に、観測値と計算値を比較してモデルの検証を行うことができる。今回の簡単なモデルでは、初期定常解析の必要がないために、手順（２）から解析を行った。

（２） 解析対象のモデルでの時間と流出量の関係を得るために、まず、領域内の代表的な１点（トンネル部分）において、トンネル深度で水位を固定し（１）で求まった初期状態より非定常計算を行う。この結果を最終定常流量で整理すると、Fig. 3.9の曲線が得られる。これより、最終定常流量に対する各時間の倍率が求まり、断面２次元軸対象解析での流量の関係を導くことができる。

この流量は、代表点での時間と流量の関係であるので、これをトンネル部の各節点に与えなければならない。

そのために、Fig. 3.11に示すようにトンネル部の各節点の水位を掘削の進行と共に順次トンネル深度に固定していき、一定時間経過後（掘削が次の節点に移動するまでの時間）、水位の変動を許す条件に変更する。この時、ライニングの考慮は、節点条件を変更すると同時にトンネル部分の帯水層定数をライニングに相当する値に順次変更していくことで可能である。

こうして得られた各節点の流量とすでに求まっている代表点での時間と流量の関係より、各節点での時間と流量の関係を求める。つまり、各節点の水位を固定してからある時間が経過した時点での流量が得られている。また、代表点での時間と流量の関係より、その経過時間での流量と最終定常流量の比が求まる。その比を用いて各節点での最終定常流量を推定し、次に断面２次元軸対象解析の流量に変更する。

（３） （２）で得られた時間と流量の関係を各節点に与え、本計算を行う。通常、トンネル完成後も地下水が流出していると考えられる。そこで、素掘りの場合は、掘削終了後も最終定常流量が流出していると考ええることで取り扱える。また、ライニングを施工した場合には、当然、流量は減少する。ライニングによって、素掘り時の３分の１に流出量が減少するという報告もある（植下ら(1982), 大東ら(1984)）。

以上の様な手順で、トンネル掘削に伴う水位変動予測がなされる。今回の単純

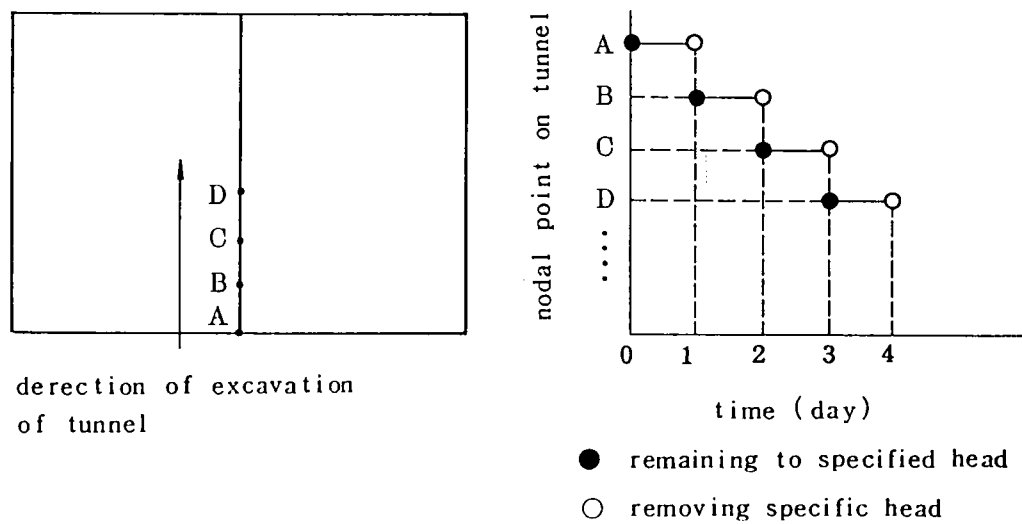


Fig. 3.11 トンネル部の節点での節点条件の変化

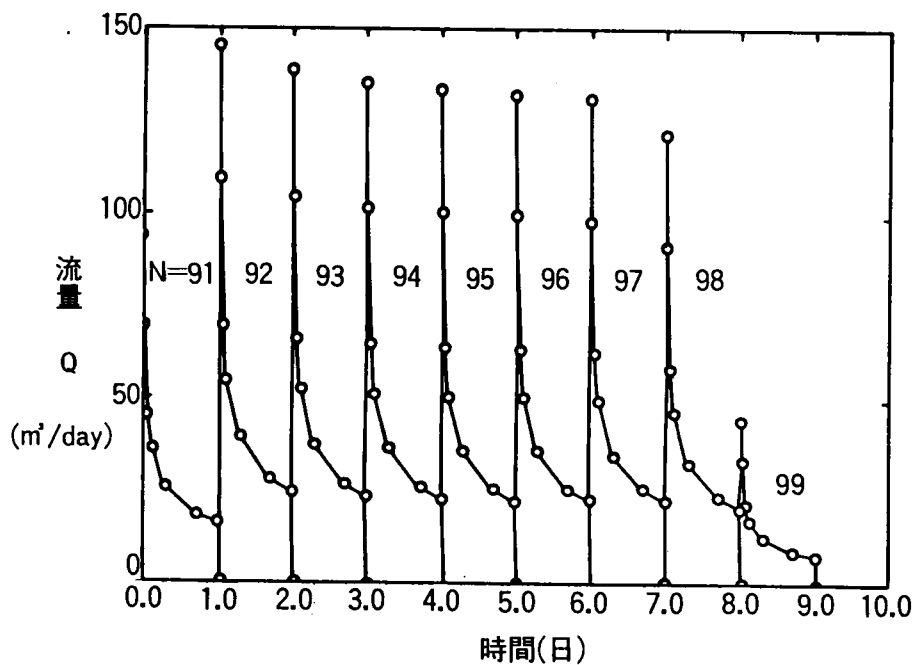


Fig. 3.12 トンネル部の節点に与えた時間と流量の関係

モデルに与えた流量と時間の関係はFig. 3.12に示すものであり、掘削終了後のトンネルへの漏水は考えなかった。図中に示した番号はトンネルの節点番号であり、それぞれに図の時間と流量の関係を与えた。また、その結果を水位低下コンターでFig. 3.13に示している。掘削の進行に伴って水位の低下部分が移動しているのがよくわかる。

3. 5 山岳地域のトンネル掘削に伴う地下水変動予測

3.5.1 地盤構造モデルと境界条件

解析の対象となった地域は、約1 km×1 kmの山岳地帯である。この領域において、以前、地下水位が観測されている。そこで、実際の地山にトンネル掘削を行った場合のシミュレーションを試みる。

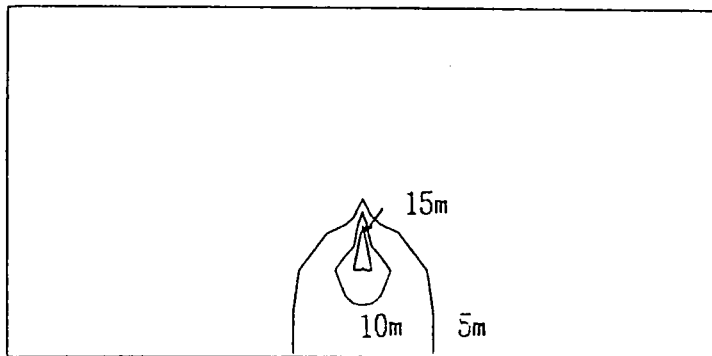
解析領域の東、南、西の境界において、南と東は河川に、西は池に接しているので、地下水位の変動はないものとし、地下水頭値で固定している。また、領域の北側境界は山の尾根に相当するために、不透水面としている。地盤構造は、Fig. 3.14に示すように3層であり標高0 mの位置をモデルの底面とし、その面を不透水面とした。また、それぞれの地層において透水係数などが得られている。解析に用いた要素分割および境界条件をFig. 3.15に示す。

3.5.2 トンネル掘削前の初期地下水分布および湧水点

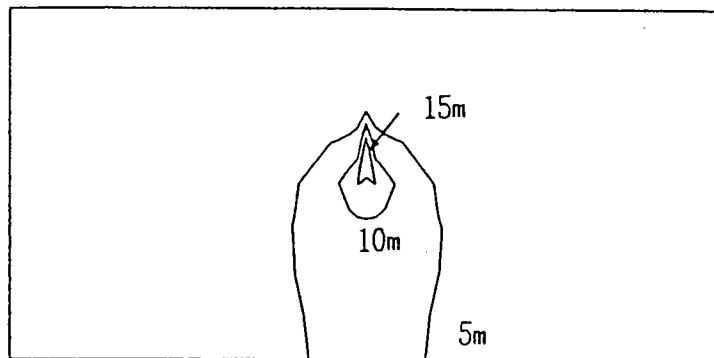
トンネル掘削前に、この地域では地下水調査が実施され、実測値をもとにして推定された地下水位コンターが得られている。また、数地点で湧水が確認されている。Fig. 3.16は観測された湧水点と地下水位コンターを示している。Fig. 3.17は、今回行った準3次元解析による計算水位コンターと湧水点を示している。Fig. 3.16とFig. 3.17を比較すると、地盤構造を単純化してモデル化したにもかかわらず、準3次元解析の結果と観測値との間に大きな差異は認められず、むしろよく一致している。ここで、本解析での湧水点とは、計算で求まった地下水面が地表面の標高以上となった点であり、計算過程においては、水位が地表面を越えた場合、水位を地表面の標高に修正した後、解が収束するまで計算を行い、その結果水位が地表面に達した節点を湧水点とした。

3.5.3 非定常地下水流解析結果

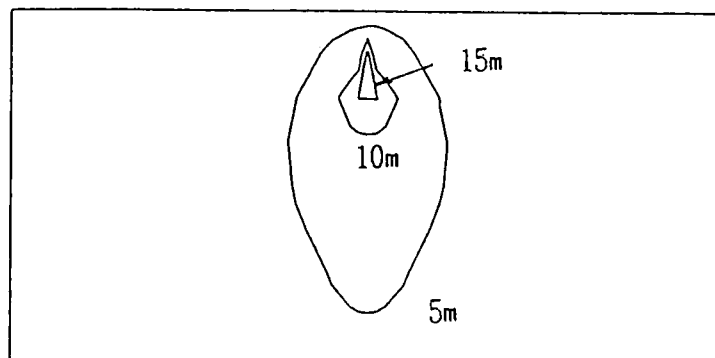
トンネル掘削の進行をトンネルによる地下水の流出と考えて、トンネル部の各



(a) トンネル掘削約3日後



(b) トンネル掘削約5日後



(c) トンネル掘削約7日後

Fig. 3.13 トンネル掘削に伴う、水位低下域の時間的变化

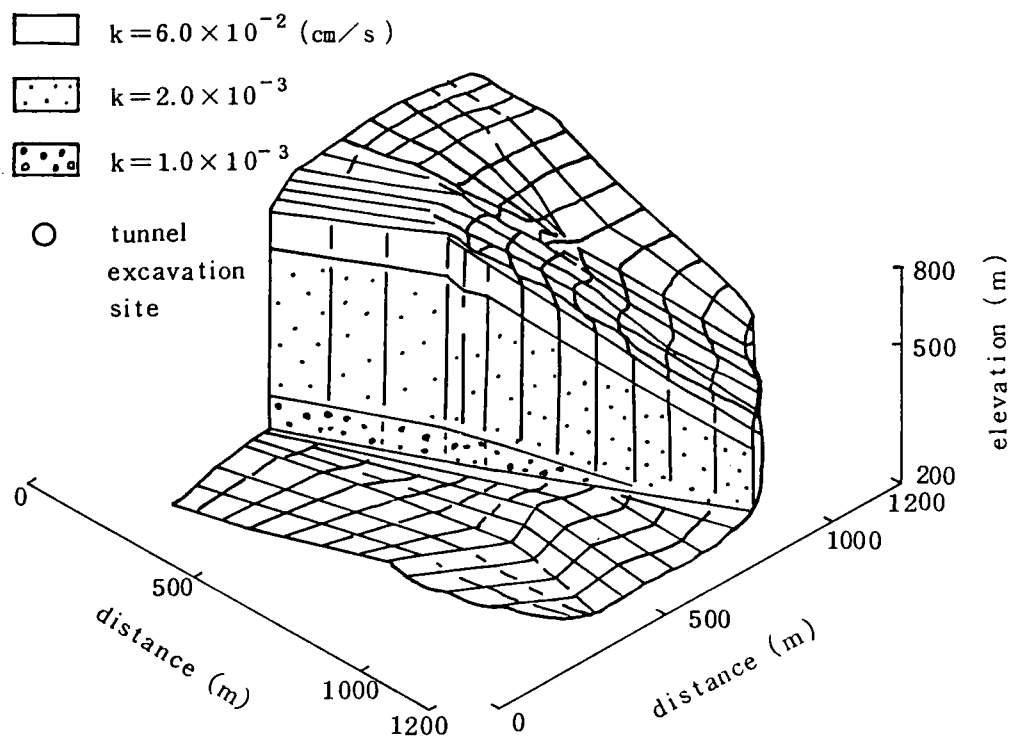


Fig. 3.14 地盤モデル

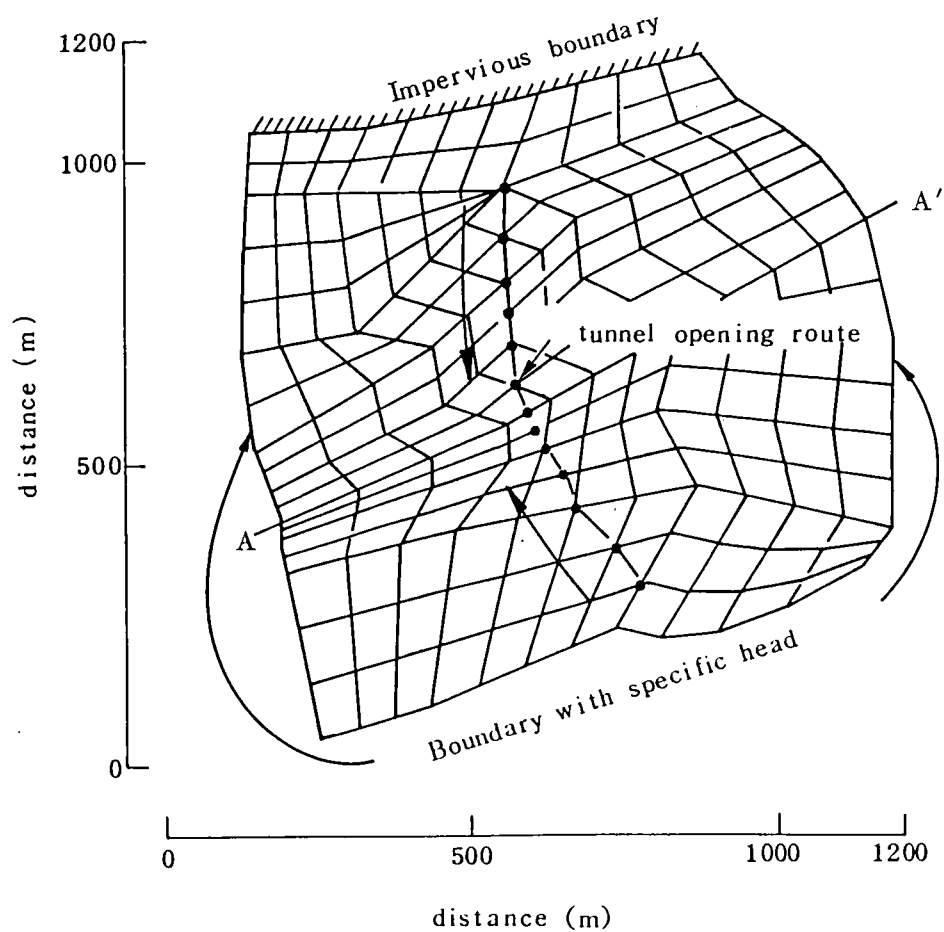


Fig. 3.15 要素分割と境界条件

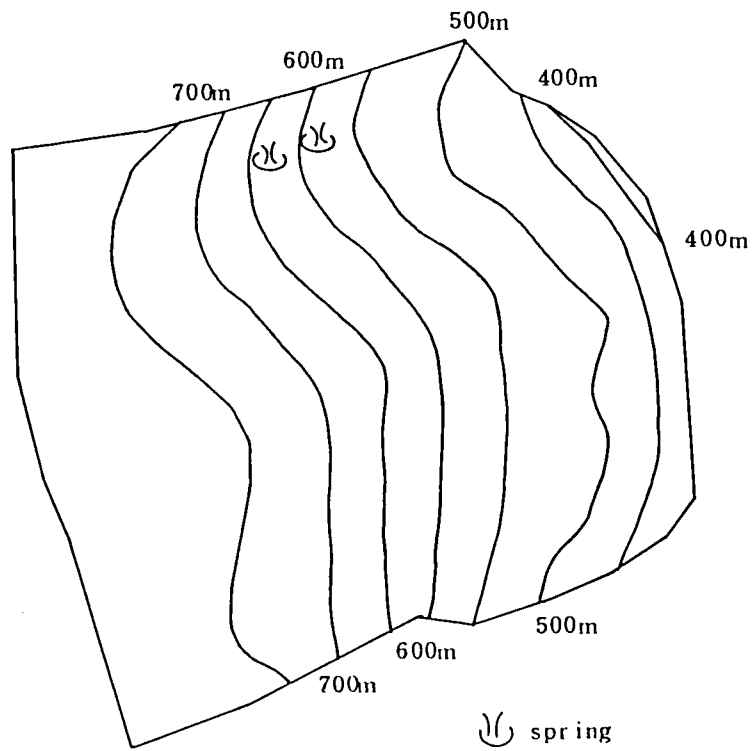


Fig. 3.16 観測値による初期水位分布

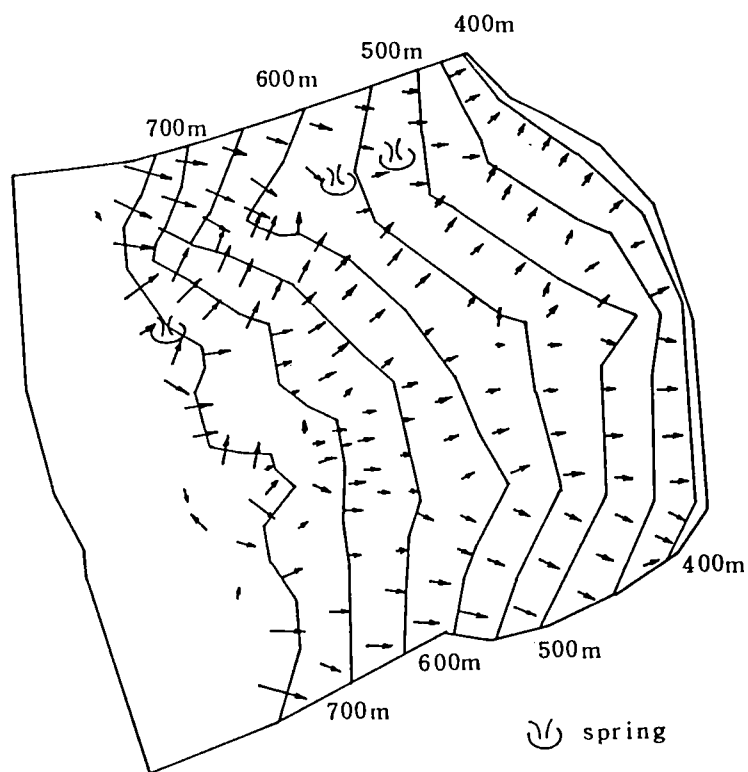


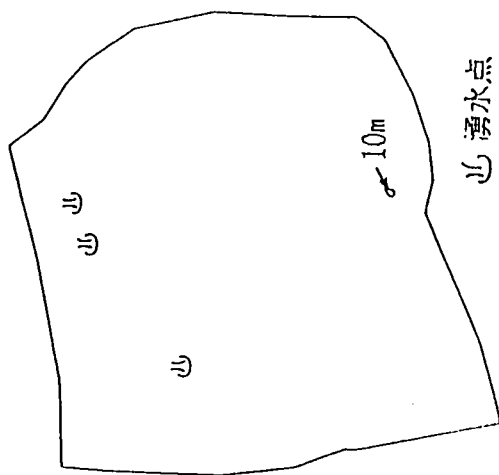
Fig. 3.17 準3次元解析による初期水位分布と流速ベクトル

節点で流出量と時間との関係を求め解析する方法は前途の通りである。掘削はトンネル両端部より中央に向かって、1日10mの進度で進み、ライニングを行うとした。ライニング部分の透水係数は、約 $6.0 \times 10^{-7} \text{ cm/s}$ と仮定し、素掘りの場合の3分の1の恒常漏水があるものとした。Fig. 3.18は今回の新しい方法を用いた準3次元解析の結果である。トンネル掘削による湧水点と水位低下コンターの経時変化が描かれている。トンネル掘削の進行に伴って水面の低下域が拡大し、湧水点が消滅している。トンネル掘削終了後、ライニングをした場合でも、最大50mの水位低下が生じている。Fig. 3.19はA-A'断面(Fig. 3.15)での地下水位の比較を行ったもので、破線で示した観測値と準3次元解析で得られた初期水面形は、よく一致している。また、最終定常状態では、トンネル掘削による漏水でトンネル上部の水位が低下している。

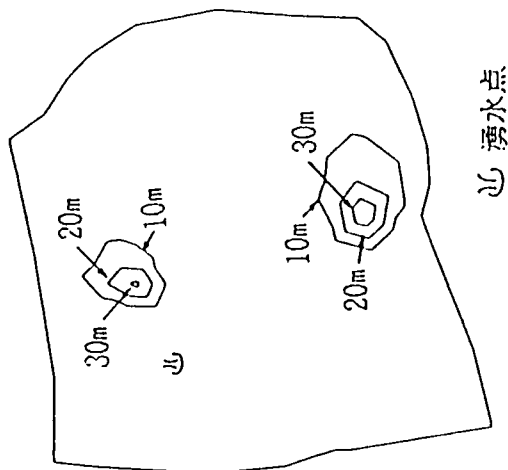
以上、準3次元解析の結果を示し、その有効性を検討したが、実際には現実の計測データあるいは3次元解析結果との比較検討が必要であるが、現在のところそうした3次元データは、植下ら(1982)(1989)および大東ら(1984)の文献を除いて公表されているものがほとんどない状態である。今後の検討のためには、すみやかなデータ公表とそれらの蓄積が必要であろう。

3. 6 まとめ

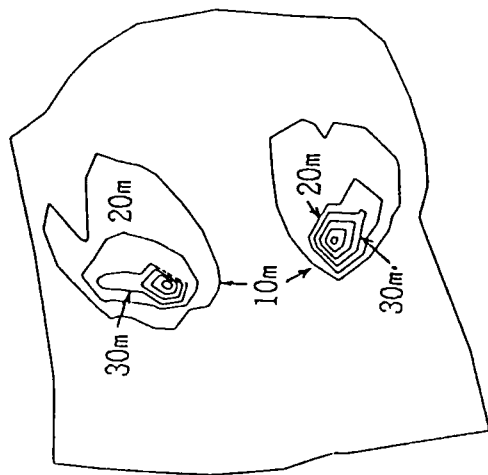
山岳地帯におけるトンネル掘削に伴う地下水の変動を予測する際、準3次元非定常浸透流解析を用いた新しい方法について述べた。この方法は、準3次元解析から断面2次元軸対称解析の流出量と時間の関係への変換より、トンネルへの流出量を求め、この時間と流出量の間を用いて準3次元解析を行い、トンネル掘削による水位変動を評価するものである。このような非定常解析手法は、トンネルが完成されるまでの数ヶ月の期間に、トンネル部からの漏水により地下水位が変動していく状況をよく反映している。したがって、準3次元解析によりトンネル掘削による水位変動の解析が可能であり、3次元解析に比べて計算時間やコストをかなり節約できることがわかった。また、膨大な計算時間のために3次元解析では敬遠されがちであった非定常解析も、準3次元解析を本研究で示したように用いると、非常に有益であると考えられる。



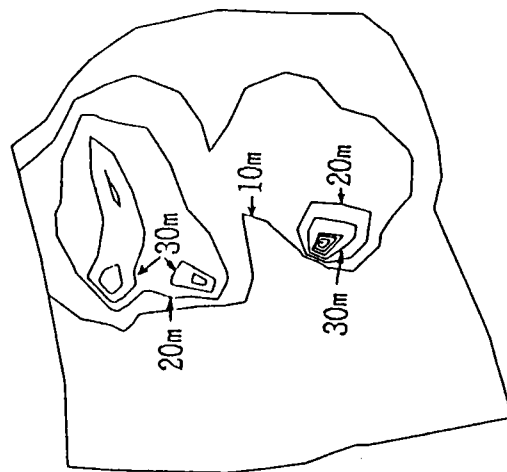
(a) 掘削開始直後



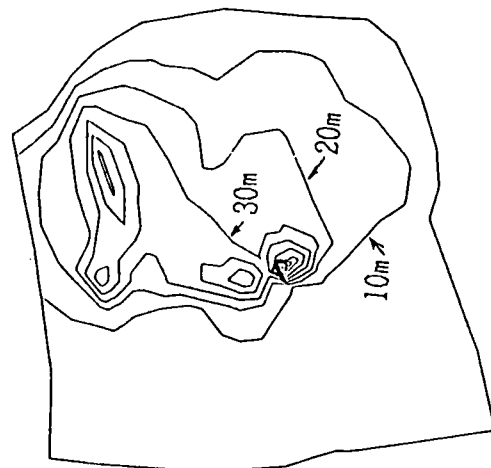
(b) 約4日後



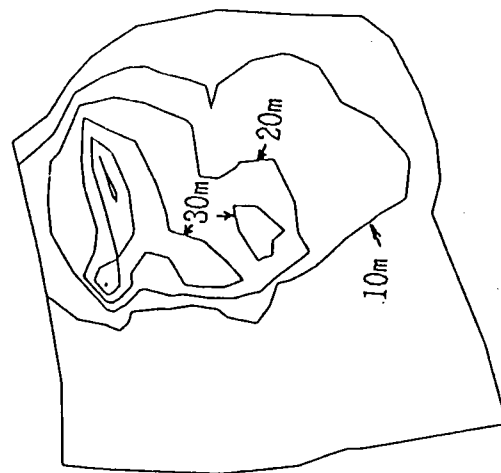
(c) 約10日後



(d) 約20日後



(e) 約30日後



(f) 最終定常

Fig. 3.18 進3次元解析による水位低下コンターと湧水点の時間的变化(10m間隔)

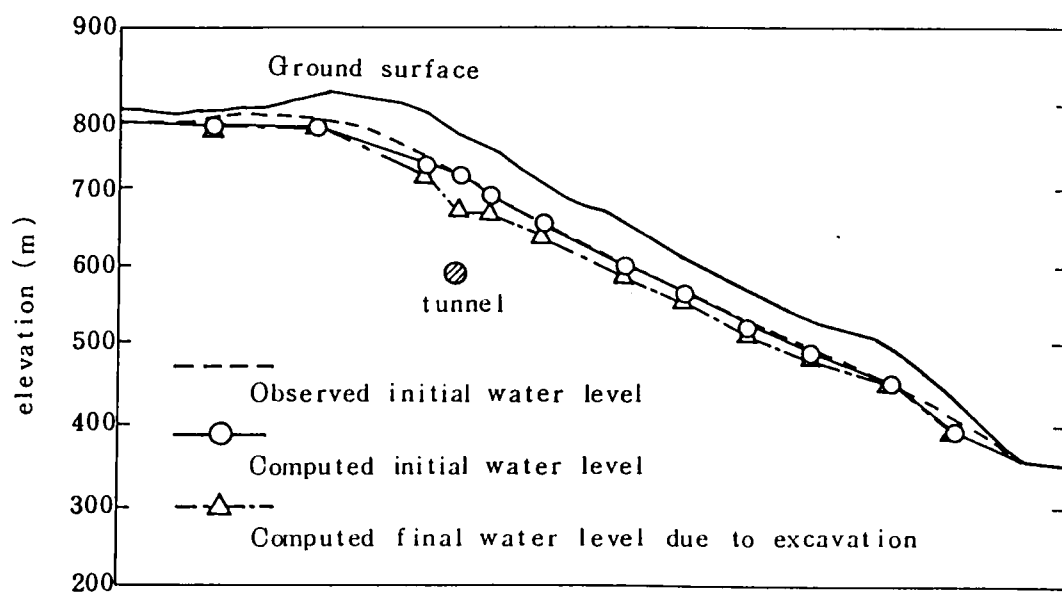


Fig. 3.19 地下水位の比較（断面図）

- 赤井浩一・大西有三・西垣 誠(1977): 有限要素法による飽和-不飽和浸透流の解析、「土木学会論文報告集」、第 264号、pp.87~96.
- Bredehoeft, J.D. and G.F.Pinder(1970): Digital Analysis of Areal Flow in Multiaquifer Groundwater System: A Quasi Three-Dimensional Model, Water Resour. Res., Vol.6, No.3, pp.883-888.
- Chorley, D.W. and E.O.Friend(1978): An Iterative Quasi-Three-Dimensional Finite Element Model for Heterogeneous Multiaquifer Systems, Water Resour. Res., Vol.14, No.5, pp.943-952.
- 大東憲二・広瀬裕行(1984): 山岳トンネル掘削工事による地表湧水量変化の予測、土木学会第39回年次学術講演会、pp.425~426.
- Fujikawa, K.(1977): Finite-Element Analysis of Ground Flow in Multi-aquifer System I. The Behavior of Hydrological Properties for an Aquitard While being Pumped, J. Hydrol., 33, pp.59-72.
- Fujikawa, K.(1977): Finite-Element Analysis of Ground Flow in Multi-aquifer System II. A Quasi Three-Dimensional Flow Model, J. Hydrol., 33, pp.349-362.
- 藤崎克博・鎌田 烈・伊藤邦明・細矢正弘・松尾一茂・松本宗義(1982): 大規模掘削における地下水変化予測とその対策、土と基礎、Vol.30 No.12, Ser. No.299, December, pp.33-39.
- 藤崎克博・岡 秀行・鎌田 烈(1979): 準3次元多層及び3次元有限要素モデルによる非定常被圧地下水流の解析、地球科学、33巻、2号、pp.73-84.
- Hanshaw, B.B. and J.D.Bredehoeft(1968): On the Maintenance of Anomalous Fluid Pressures, 2. Source Layer at Depth, Bull. Geol. Soc. Amer., 79, pp.1107-1122.
- Herrera, I.(1974): Integro-differential Equations for System of Leaky Aquifers and Applications 2. Error Analysis of Approximate Theories, Water Resour. Res., Vol.10, No.4., pp.811-820.

- Herrera, I. and L. Rodarte(1973): Integro-differential Equations for System of Leaky Aquifers and Applications 1. The Nature of Approximate Theories, Water Resour. Res., Vol. 9, No. 4, pp. 995-1005.
- Herrera, I. and R. Yates(1977): Integro-differential Equations for System of Leaky Aquifers and Application 3. A Numerical Method of Unlimited Applicability, Water Resour. Res., Vol. 13, No. 4, pp. 725-732.
- 河野伊一郎・西垣 誠(1982): 有限要素法による広域地下水の準3次元解析、岡山大学工学部土木工学教室 Report, NO. 82-1.
- 河野伊一郎・西垣 誠・高坂信章(1982): 有限要素法による広域地下水の準3次元浸透解析、第37回土木学会年次学術講演概要、pp. 531~532.
- Neuman, S.P., C. Preller and T.N. Narasimhan(1982): Adaptive Explicit-Implicit Quasi Three-dimensional Finite Element Model of Flow and Subsidence in Multiaquifer System, Water Resour. Res., Vol. 18, No. 5, pp. 1551-1561.
- Neuman, S.P. and P.A. Witherspoon(1969): Theory of Flow in a Confined Two Aquifer System, Water Resour. Res., Vol. 5, No. 4, pp. 803-816.
- Neuman, S.P. and P.A. Witherspoon(1969): Transient Flow of Ground Water to Wells in Multiple-Aquifer System, Department of Civil Eng., University of California, Berkeley.
- 大西有三・西垣 誠(1981): 土中水の不飽和流動、3. 不飽和流の解析、「土と基礎」、Vol. 29(7), pp. 65~72.
- 植下 協・大東憲二(1989): 山岳トンネル建設工事における地下水環境影響評価ー中央自動車道 長野線 岡谷・塩尻トンネルの場合ー、土と基礎、Vol. 37, No. 6, Ser. 377, pp. 23-28.
- 植下 協・佐藤 健・大東憲二(1982): 山岳トンネル掘削による湧水現象予測に関する研究、第17回土質工学研究発表会、pp. 2365~2369.

第4章

連続体としての擬似3次元

岩盤浸透流解析

現実の3次元浸透流問題を近似的に、かつ効率的に行う方法として、3章で検討した準3次元解析法をさらに改良、スライス法を導入して擬似3次元解析法を有限要素法で定式化した。岩盤は連続体でモデル化、浸透流のみを考慮している。

4.1 はじめに

岩盤浸透流の解析は、理想的には3次元で行なうべきであろうが、現時点ではコンピュータの記憶容量、計算時間、計算コストの面で設計作業に一般的に用いることが困難であることはすでに述べた。そこで、3章で示したように3次元の要素を加味しながら2次元的に解析を行う、すなわち、帯水層定数を水頭の関数とした地下水の準3次元解析手法が利用されるようになってきたのである。

点で近似できる井戸や形状が簡単な開削を対象とした地下水挙動の解析では、多層帯水層の層間の水の流入出を考慮した準3次元解析 (Bredehhoft and Pinder(1970)、Herrera and Rodarte(1973)、Fujikawa(1977)、Chorley and Frind(1978)、Neumanら(1982)) と地盤の水理定数を地下水位の関数とした準3次元解析 (河野ら(1983)、西垣ら(1985)) が開発され、その有用性はすでに認められている。しかし、形状の複雑な構造物や変化に富んだ地形での準3次元解析は基本的な仮定上の制約からさまざまな困難さを内包している。また、解析領域の設定にも柔軟性に欠ける面があり、使用する電子計算機の容量や速度に対応した解析方法の改良が望まれていた。

本研究では解析領域を目的に応じた任意の枚数の鉛直スライスに分割し、スライス内を鉛直2次元浸透流解析を用いて解析を行い、スライス間の浸透を一次元要素を用いて表現するという手法 (鉛直スライス法) を提案する。スライス分割は傾斜しても良いが、水平にスライスを切る場合には特別の工夫が必要になる。

従来の準3次元解析では帯水層、加圧層といった地質条件によって解析領域の分割を行っているのに対し、本研究におけるスライスの分割は、有限要素のメッシュを切るのと同じ意味合いをもち、本来連続しているものをある有限な要素を用いて表現している。またスライス内の2次元解析においては、圧力水頭が零の点を連ねた面によって自由水面を取り扱う、飽和-不飽和浸透流解析を用いた。

本研究では、上記の手法の妥当性を理論式との比較により検討し、トンネル掘削による3次元湧水問題への適用性について論議する。

4. 2 鉛直スライス法による非定常擬似3次元浸透解析の基礎方程式およびその定式化

4.2.1 解析手法

3次元地盤内における非定常浸透流問題を簡便に解析する手法として、鉛直スライス法による擬似3次元浸透解析を説明する。これは従来の準3次元解析が、解析領域を加圧層、帯水層といった地層別に、水平方向のスライスに分割して解析を行う、分類的には水平スライス法とも呼べる手法であつたのに対し、本手法は3次元地盤を数枚の鉛直方向のスライスに分割し、各スライスをそれぞれ独立に飽和-不飽和2次元浸透流解析を行いながら、各スライス間の流量収支を考慮することによって3次元問題を解析するものであって、準3次元と区別するため、擬似3次元とした。本研究では各スライス間の水の流れは、Fig. 4.1(a)のような対応する節点間を連結する一次元線要素によるものとしたが、要求される精度と計算コストによっては別の要素（例えば2次元）を用いることもできる。また、岩盤浸透流解析では、順次各スライス面に高透水性のジョイント要素を入れることで傾斜した大容量流れの断層を表現できるし、スライス面の一部または全体をジョイントネットワークで置き換えることで多数の岩盤割れ目を表すことも可能である。

解析の手順は以下の通りである。

- (1) 各スライスに対してそれぞれ独立に有限要素法による飽和-不飽和領域を加味した2次元浸透流解析を行い、各スライスの水頭の値を独立に求める。よって各スライスの分割は与えられた境界条件に対し、それぞれ独立に解けるように分割されなければならない。

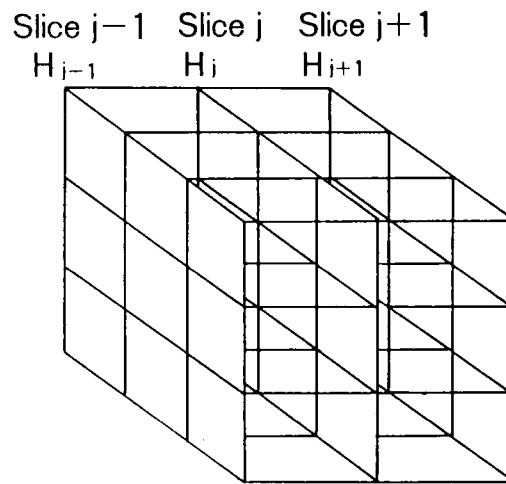


Fig. 4.1(a) スライスおよびスライス間における要素分割

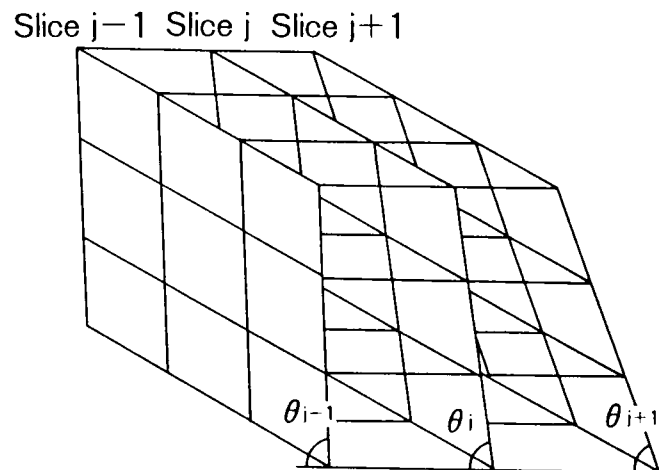


Fig. 4.1(b) スライスおよびスライス間における要素分割
(スライスが傾斜している場合)

- (2) 求められた各スライスの水頭の値より、スライス間の流量を求める。
- (3) 求められたスライス間の流量を考慮した解析を行い、再び各スライスの水頭の値を求める。
- (4) 求められた水頭の値と、同じタイムステップ内で一回前に求めた水頭の値との差を計算し、あらかじめ設定する許容誤差内に収まっているか調べ、収束していない場合は(2)-(4)の手順を繰り返す。
- (5) 許容誤差内にある場合には、その水頭の値を解とし次のタイムステップへと進む。

以上の(1)-(5)の手順を繰り返すことにより、飽和－不飽和領域を対象とした非定常3次元浸透流問題の解析を行う。なお定式化はGalerkin法によって行い、各スライスにおいては通常の2次元要素を用いる。

4.2.2 基礎方程式

Fig. 4.1(a)のように地盤に対して鉛直方向のスライスに分割を行なった場合、j番目のスライスに対する基礎方程式は飽和－不飽和領域を含めた圧力基準系の方程式を用いると次式のように表される。

$$\begin{aligned} & \frac{\partial}{\partial x} [K^j(\Psi^j) \frac{\partial \Psi^j}{\partial x}] + \frac{\partial}{\partial z} [K^j(\Psi^j) \frac{\partial \Psi^j}{\partial z} + K^j(\Psi^j)] \\ & = [c^j(\Psi^j) + \alpha S^j] \frac{\partial \Psi^j}{\partial t} + \frac{Q^j}{W^j} \end{aligned} \quad (4-1)$$

ここに、

Ψ^j : j番目のスライスの圧力水頭

$K^j(\Psi^j)$: j番目のスライスの不飽和透水係数

$$(\quad = K_s \cdot K_r(\Psi))$$

(Fig. 4.2 に示す不飽和土の特性曲線より求められる)

K_s : 飽和透水係数

$K_r(\Psi)$: 比透水係数

$c^j(\Psi^j)$: j番目のスライスの比水分容量 ($= d\theta / d\Psi$)

(Fig. 4.2 に示す $\theta - \Psi$ 曲線 (水分保持曲線) の傾き)

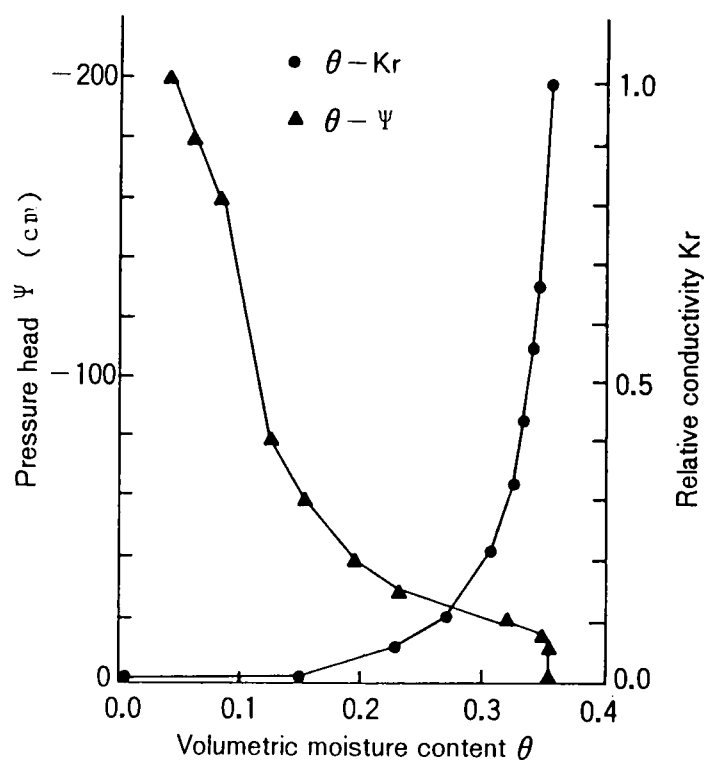


Fig. 4.2 不飽和浸透特性

- θ : 体積含水率
 α : $\begin{cases} 0 & ; \text{不飽和領域} \\ 1 & ; \text{飽和領域} \end{cases}$
 S^i_s : j 番目のスライスの比貯留係数 ($= dn / d\Psi$)
 w^i : j 番目のスライスの厚さ

本研究では各スライスを鉛直であるとして議論を進めて行くが、スライスが傾斜した場合においても、同様な定式化が可能である。Fig. 4.1(b) のように j 番目のスライスが θ^i の角度で水平面に対して傾いているとすると、基礎式(4-1)は次式のように表される。

$$\begin{aligned}
 & \frac{\partial}{\partial x} [K'(\Psi^i) \frac{\partial \Psi^i}{\partial x}] + \frac{\partial}{\partial z'} [K'(\Psi^i) \frac{\partial \Psi^i}{\partial z'} + \sin \theta^i K'(\Psi^i)] \\
 & = [c'(\Psi^i) + \alpha S^i_s] \frac{\partial \Psi^i}{\partial t} + \frac{Q^i}{w^i}
 \end{aligned} \tag{4-2}$$

ただし、 x, z' はスライス内における局所座標系であり、 z と z' には次の関係式が成り立つ。

$$z = z' \sin \theta^i \quad (4-3)$$

そして Q^i は次式で定義される。

$$Q^i = q^i + Q_{b}^i + Q_{n}^i \quad (4-4)$$

ここで、 q^i : 系外部への流出入流量

Q_{b}^i : ($j-1$) 番目のスライスへの流出入流量

Q_{n}^i : ($j+1$) 番目のスライスへの流出入流量

したがって、 Q_{b}^i 、 Q_{n}^i に対しては、 $Q_{b}^i = -Q_{b}^{i-1}$ 、 $Q_{n}^i = Q_{b}^{i+1}$ が成立している。

初期条件、境界条件は次のようになる。

初期条件

$$\Psi^i(x_i, 0) = \Psi^i(x_i) \quad (4-5)$$

境界条件

1) Dirichlet 境界

$$\Psi^i(x_i, 0) = \Psi^i(x_i, t) \quad (4-6)$$

2) Neumann 境界

$$-K_{ij} \frac{\partial h^i}{\partial n_i} = V_n^i(x, t) \quad (4-7)$$

ここで、 h_{b}^i : j 番目のスライスの境界における既知の水頭

n_i : 境界の外向き法線ベクトル n の x_i 方向の方向余弦

V_n^i : 境界における法線方向の流束

4.2.3 有限要素法による定式化

重み付き残差法の一つである Galerkin 法を用いて、基礎方程式(4-1)を離散化すると次式が得られる。

$$A_{nm}^i \Psi_m^i + F_{nm}^i \frac{\partial \Psi_m^i}{\partial t} = \frac{Q_n^i}{w_n^i} - B_n^i - D_n^i \quad (n, m = 1, 2, 3 \dots, N) \quad (4-8)$$

ここで、 N : 節点総数

係数マトリックスは次に示すようになる。

1) A_{nm}^i マトリックス

A_{nm}^i は全体剛性マトリックスと呼ばれるもので以下の式で表される。

$$A_{nm}^i = \sum_{j=1}^n K_{ij}^i K_{ij}^i \int \int \Omega N_i^e \frac{\partial N_n^e}{\partial x_i} \frac{\partial N_m^e}{\partial x_j} d\Omega \quad (4-9)$$

ここに、 N^e : 形状関数

K_{ij}^e : 要素の比透水係数

K_{ij}^s : 要素の飽和透水係数

2) F_{nm}^i マトリックス

F_{nm}^i マトリックスは容量マトリックスと呼ばれるもので以下の式で表される。

$$\begin{aligned} F_{nm}^i &= \sum_{j=1}^n \int \int \Omega N_i^e B^j N_m^e d\Omega \\ &= \sum_{j=1}^n \int \int \Omega (N_i^e c^j N_m^e) d\Omega + \sum_{j=1}^n \int \int \Omega N_i^e \alpha S^j N_m^e d\Omega \end{aligned} \quad (4-10)$$

ここで、 c^j は比水分容量である。

3) B_{in}^i マトリックス

B_{in}^i は重力に関わる項であり次式で表される。

$$B_{in}^i = \sum_{j=1}^n K_{ij}^i K_{ij}^i \int \int \Omega N_i^e \frac{\partial N_n^e}{\partial x_i} d\Omega \quad (4-11)$$

4) D_{in}^i マトリックス

D_{in}^i はスライス内の吸水および湧水流量を表す。

$$D_{in}^i = \sum_{j=1}^n \int \int \Omega S N_n^e d\Omega \quad (4-12)$$

5) Q_{in}^i マトリックス

Q_{in}^i マトリックスは以下の3つの成分から成る。

$$Q_{in}^i = Q_{in}^{iB} + Q_{in}^{BB} + Q_{in}^{BN} \quad (4-13)$$

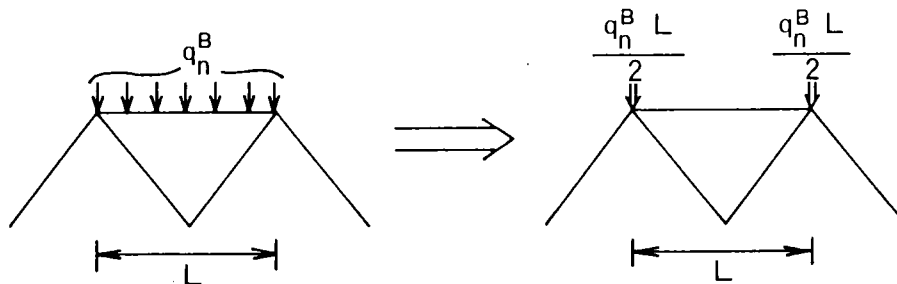


Fig. 4.3 要素外部境界での流出入流量

(i) Q^{iB}_n マトリックス

Q^{iB}_n はスライスの境界を横切る流れに関する項であり、Fig. 4.3 に示すように、2つの節点から $q_n^B (L/2)$ ずつ入るとする。

$$\begin{aligned} Q_n^{iB} &= \sum \int_r \{N_n^i [A \Delta N_m h_m^i]\} n_i d\Gamma \\ &= \sum \frac{q_n^B L}{2} \end{aligned} \quad (4-14)$$

ここで、 q_n^B : 要素の外部境界を横切って入ってくる流量

(ii) Q^{BB}_n マトリックス

Q^{BB}_n は対象となっているスライスの前にあるスライスから流れ込む流量の項であり次式で与えられる。

$$Q_n^{BB} = \sum \frac{\Delta}{3} q_n^{BB} \quad (4-15)$$

ここで、 Δ は要素の面積であり、 q_n^{BB} はスライス間の水頭の値が線形に分布していると仮定し、ダルシー則に従うものとする次式によって表される。

$$q_n^{BB} = \frac{k_{j-1} k_j}{l_{j-1} k_j + l_j k_{j-1}} (h_{j-1} - h_j) \quad (4-16)$$

ここに、 k_j : j 番目のスライスの透水係数

h_j : j 番目のスライスの全水頭

ℓ_j : j 番目のスライスの厚さの1/2

(iii) Q^{BN}_n マトリックス

Q^{BN}_n は対象となっているスライスの後ろにあるスライスから流れ込む流量の項である。

$$Q^{BN}_n = \sum \frac{\Delta}{3} q^{BN}_n \quad (4-17)$$

前に述べた Q^{BB}_n マトリックスと同様に Q^{BN}_n は次式で与えられる。

$$q^{BN}_n = \frac{k_{j+1}k_j}{l_{j+1}k_j + l_jk_{j+1}} (h_{j+1} - h_j) \quad (4-18)$$

4.2.4 時間項の取扱い

全体の系の解は繰り返し計算によって求められる。反復サイクルは、前の時間ステップから線形外挿法によって、時間ステップの半分の時刻におけるスライスの水頭を評価することによって始まり、その水頭の値を用いて次の時刻における水頭の値を得る。得られた水頭の値と前の時刻における水頭の値より、再び時間ステップの半分の時刻における水頭の値を求め、この値を用いて再び次の時刻の水頭の値を求め、前に求められた解との比較をすることによって繰り返し計算を行うか、あるいは次のタイムステップへ移るかの判断を行なう。各時間ステップにおいて解を陰解法的に求める場合、時間項を取り扱う手法としては中央差分法と後退差分法があるが、これらの中で中央差分は良い結果が得られるため、ここでは主に中央差分を採用し、状況に応じて後退差分を用いる。式(4-8)の中央差分による漸化式は、

$$\begin{aligned} & (A^{k+1/2}_{nm} - \frac{2}{\Delta t_k} F^{k+1/2}_{nm}) h^{k+1}_m \\ & = 2 Q^{k+1/2}_n - (A^{k+1/2}_{nm} + \frac{2}{\Delta t_k} F^{k+1/2}_{nm}) h^k_m \end{aligned} \quad (4-19)$$

ここに、 k はある時間段階を表し、 $t = t^k$ 、 $\Delta t_k = t^{k+1} - t^k$ であり各時間区間において

$$h_m^{K+1} = h_m^K + \frac{\Delta t_K}{\Delta t_{K-1}} (h_m^K - h_m^{K-1}) \quad (4-20)$$

式(4-19)より逐次計算の解 h_m^{K+1} を Gauss の消去法を用いて求めることができる。対象としている問題は非線形問題であるため解の精度を良くする目的で反復計算を行った。

4. 3 スライス擬似3次元解析法の妥当性の検討

4.3.1 定圧揚水問題の理論解

本解析手法に対する妥当性を検討するために被圧地下水の定圧揚水問題の解析を行ない、理論解との比較、検討を行なった。定圧揚水試験法とは、井戸内水位を一定に保つ試験であり、一定揚水試験の予備試験として行われ、その揚水量の時間的变化より本試験における適切な一定揚水を決定することができる。定圧揚水試験に関する従来の理論式としては、Jacob-Lohman(1952)の理論式、国司(1956)の理論式等があるが、ここでは国司の理論式との比較を行う。

国司は、厚さ、透水係数、貯留係数が均一な無限帯水層に掘られた揚水井戸の水位を一定に保って揚水試験を行った場合の解は、内側円筒境界の温度を一定とした無限個体中の熱伝導問題の解と類似するとしてこの問題に適用した。

非定常放射流れの支配方程式は次式となる。

$$\frac{\partial^2 s}{\partial r^2} + \frac{1}{r} \frac{\partial s}{\partial r} = -\frac{S}{T} \frac{\partial s}{\partial t} \quad (4-21)$$

ここに、 s : 水位低下量

r : 井戸からの距離

S : 貯留係数

T : 透水量係数

この式を以下の初期条件および境界条件のもとに解く。

初期条件

$$r \geq r_w \quad t = 0 \quad ; \quad s = 0 \quad (4-22)$$

境界条件

$$r \rightarrow \infty \quad t > 0 \quad ; \quad s = 0 \quad (4-23)$$

$$r = r_w \quad t > 0 \quad ; \quad s = s_0 \quad (4-24)$$

ここに、 s_0 ：井戸内の一定水位低下量

r_w ：井戸の半径

国司は式(4-21)を式(4-22)～(4-24)の条件のもとで、無次元化した変数に対しラプラス変換手法により解を求め、定圧揚水試験時の揚水井中心からの距離 r における水位低下量 s と s_0 の比 s^* が以下の式で求められることを導いた。

$$\begin{aligned} s^* &= \frac{s}{s_0} \\ &= 1 - \frac{2}{\pi} \int_0^\infty e^{-u^2} \frac{\tau J_0(u) Y_0(u\bar{r}) - Y_0(u) J_0(u\bar{r})}{J_0^2(u) + Y_0^2(u)} \frac{du}{u} \end{aligned} \quad (4-25)$$

ここに、 $r = r / r_w$

$\tau = T t / (S r_w^2)$

$J_0(u)$ ：零次の第1種Bessel関数

$Y_0(u)$ ：零次の第2種Bessel関数

また揚水量 Q に対しては、

$$Q = 2 \pi T_0 U(\tau) \quad (4-26)$$

ここに、

$$U(\tau) = \frac{Q}{2 \pi T_0} = \left(\frac{2}{\pi}\right)^2 \int_0^\infty \frac{e^{-u^2}}{J_0^2(u) + Y_0^2(u)} \frac{du}{u} \quad (4-27)$$

4.3.2 スライス擬似3次元数値解析結果

今回用いたモデルの概念図をFig. 4.4に示す。ここでは透水係数 $K = 1.0 \times 10^{-2}$ cm/s、比貯留係数 $S_s = 1.0 \times 10^{-5}$ cm⁻¹、井戸半径 $r_w = 10$ cm、井戸内一定水位低下量 $s_0 = 8$ m、帯水層厚10m、影響圏半径を2kmという条件下で解析を行った。解析はFig. 4.5に示す平面図のように、11枚のスライスを用いて行ない、それぞれのスライスの要素分割はFig. 4.6に示すような節点数90、要素数70のものをを用いた。

各スライスの厚さは井戸に近いものから0.5m, 1.5m, 4m, 14m, 20m, 40m, 60m, 120m, 440m, 600m, 700mとする。

解析における初期条件は、全てのスライスの全ての節点において、全水頭を28mとし境界条件としては、 $t=0$ においてFig. 4.5でのスライス1のx座標が0.1mである全ての節点で全水頭を瞬時に20mまで低下した条件での解析を行った。

揚水量の経時的变化について、理論式(4-26)、(4-27)より計算された値、およびスライス法を用いた擬似3次元解析による解析値とを比較した結果をFig. 4.7に示す。これらはほぼ同様の傾向を示し、時間の経過とともに指数関数的に揚水量が減少し、100秒を経過するとほぼ同じ値を取ることが分かる。しかし数値的な点で比較すると、初期のタイムステップにおいてスライス法による流量の値が大きくでている。これは、スライス間における流れに対して貯留係数の影響を考慮せず、Darcy則のみに従うとしたために、貯留効果による水の流れの遅れが考慮されていないことによると考えられる。

また、Fig. 4.8は、スライス1の井戸中心からそれぞれ0.2m, 0.5m, 1m, 2m, 5m離れた位置における水位低下量の経時的变化を示した図である。理論式(4-25)から計算された値とスライス法による解析値はほぼ同じ傾向で水位が低下していているのが分かる。しかし、この場合にも初期のタイムステップにおいては水位低下量が小さく、逆に時間の経過とともに水位低下量が理論式よりやや大きな値となっている。まず初期の水位低下量が小さくでるのは、前述のようにスライス間の水の流れに貯留性が考慮されていないため、スライス1に流入してくる水の遅れがなく、初期に過剰な流入があるためであると考えられる。また、時間の経過とともに水位低下量が理論値より大きな値を取るの、一枚のスライス内におけるスライスの面に垂直な方向(y方向)の水位の分布は一定であるという設定のために、隣のスライスからの水の流入による影響が小さく出てきているためであると思われる。つまり地盤をスライスに分割することによって生じた誤差であると考えられる。このような傾向はスライスの分割を大きくとった場合には顕著に現れると考えられる。Fig. 4.9はスライス1の厚さを3mにとった場合の揚水量の経時的变化と水位低下量の経時的变化を示したものであるが、先に述べた誤差がより顕著に表れているのがわかる。この現象は有限要素法で要素分割を粗くしたときに類似している。

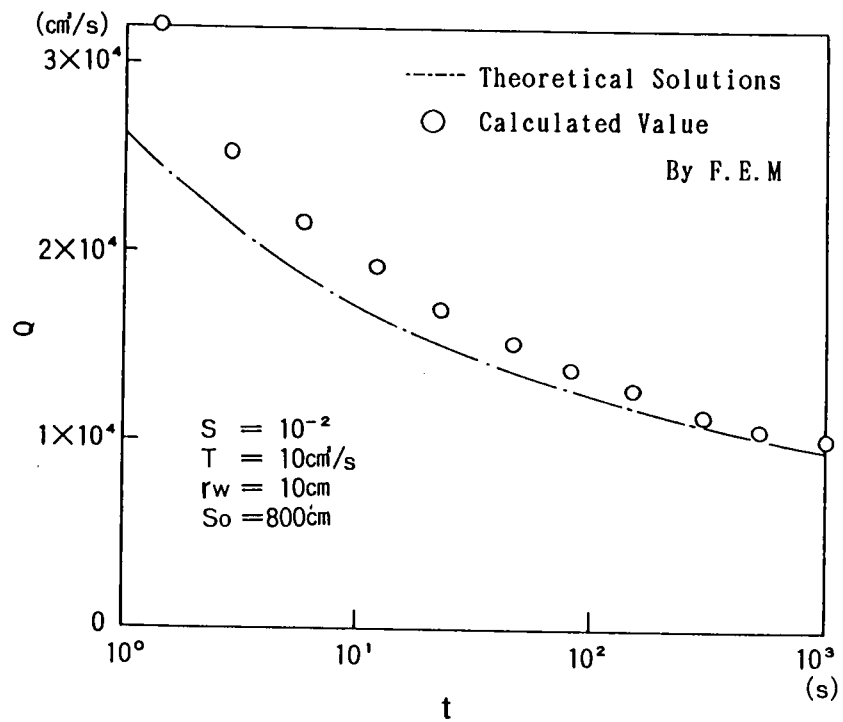


Fig. 4.7 揚水流量の経時の変化
(スライス1の厚さ = 0.5 m)

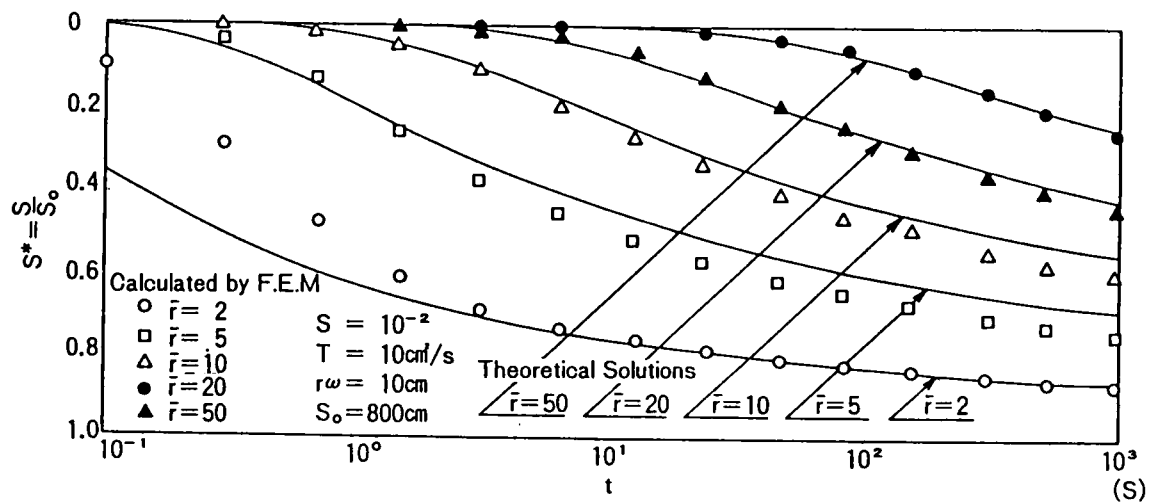


Fig. 4.8 水位低下量の経時の変化
(スライス1の厚さ = 0.5 m)

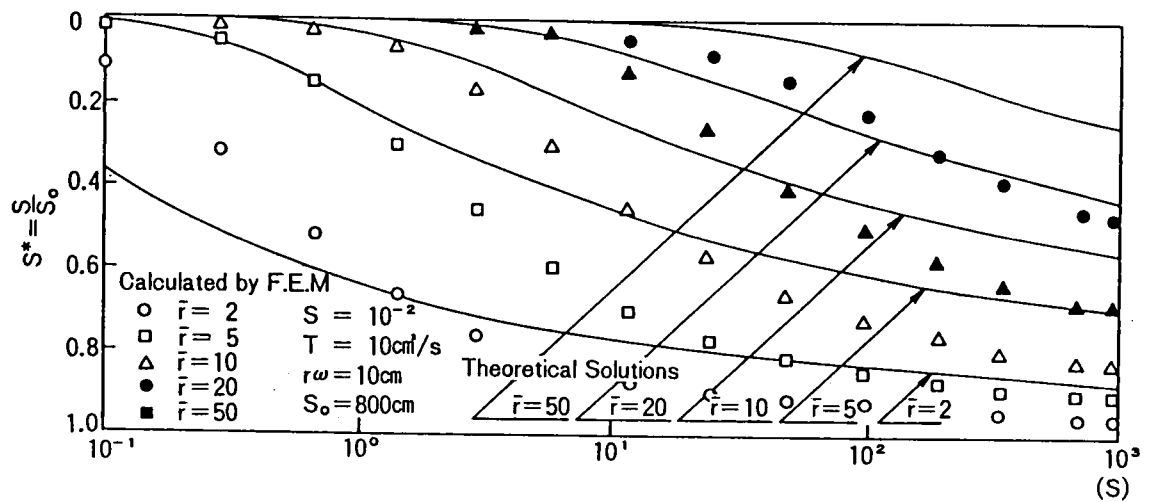


Fig. 4.9 水位低下量の経時の変化
(スライス1の厚さ = 3.0 m)

各スライスについて圧力水頭が24mである点をプロットした図を重ねあわせて、描き直したものがFig. 4.10(a), (b)である。図ではx方向、y方向は対数の軸を取り、z方向は実数軸を取っている。これらの一連の図より、圧力水頭が、井戸を中心として放射的に低下しているのがよくわかる。

以上のことより、完全貫入被圧井戸モデルにおいて、鉛直スライス法による非定常擬似3次元浸透流解析手法の精度の妥当性が得られたと考えられる。なお、この方法はイテレーション法を用いるため、計算機の記憶容量が少なく、相応の解が得られることから手軽なパーソナルコンピュータでも解析が可能である。

4.3.3 3次元トンネル掘削モデル

トンネルの掘削にともなって発生する湧水の問題はトンネル自体の安定のみでなく水源の枯渇など、社会環境問題にまでさまざまな影響を与える。トンネルの湧水の特徴として、掘削初期には高圧、多量の集中湧水（切羽集中湧水）を生じ、次第に減衰してある一定の定常湧水となることがあげられる。Fig. 4.11は北陸トンネルの出水の例である（日本トンネル技術協会(1980)）。集中湧水は一般に断層粘土や泥岩などの不連続層を破って高圧の帯水層に入った時に生じる。またトンネルは線的に伸びていく構造物であり、掘削部分に流出する浸透流は周辺の地盤から3次元的に集まってくる。以上のことからトンネル掘削に対する浸透流解析は3次元非定常解析が望ましいが、序論でも述べたように、計算時間、コストの面で実用的でない。また従来の平面準3次元解析も、トンネル問題においては鉛直方向の浸透流が卓越すること、あるいはトンネル掘削断面の形状が考慮できないことなど、そのまま適用しにくく、鉛直スライス法による擬似3次元解析が有効であると考えられる。そこで本手法の解析例として自由水面を持つ不圧状態の地盤に対しトンネルを順次掘削する問題について解析を行った。

（1）切羽の進行を考慮しない場合

時刻 $t=0$ において切羽が10m進行し、以後切羽が進行しない場合について解析を行う。Fig. 4.12に示すモデルに対してFig. 4.13に示す平面図のように5mの厚さのスライス8枚に分割することにより解析を行う。それぞれのスライスの要素分割は節点数68、要素数57のものをを用い、また境界条件、初期条件については以下に示すとうりである。

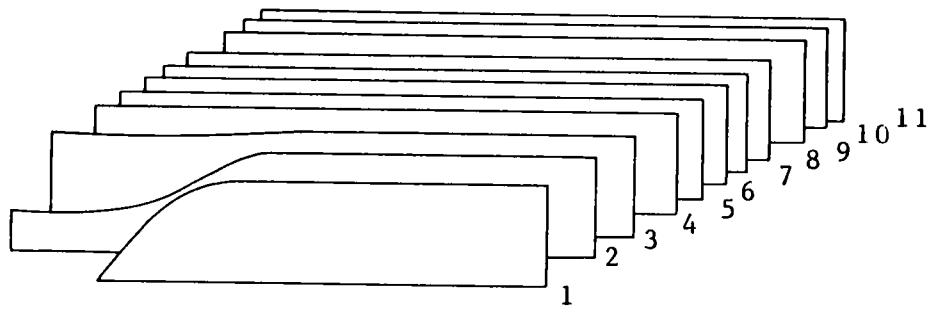


Fig. 4.10(a) 圧力水頭24mのコンター
(Time = 24.0 sec)

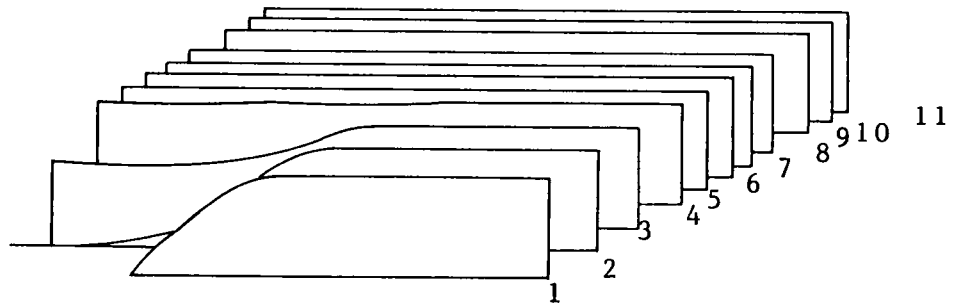


Fig. 4.10(b) 圧力水頭24mのコンター
(Time = 180.0 sec)

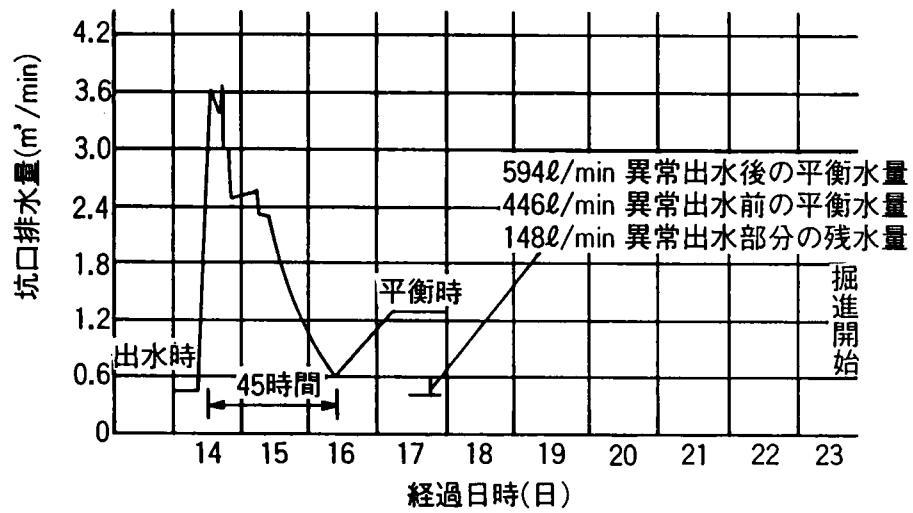


Fig. 4.11 切羽に集中する地下水の自然減衰曲線

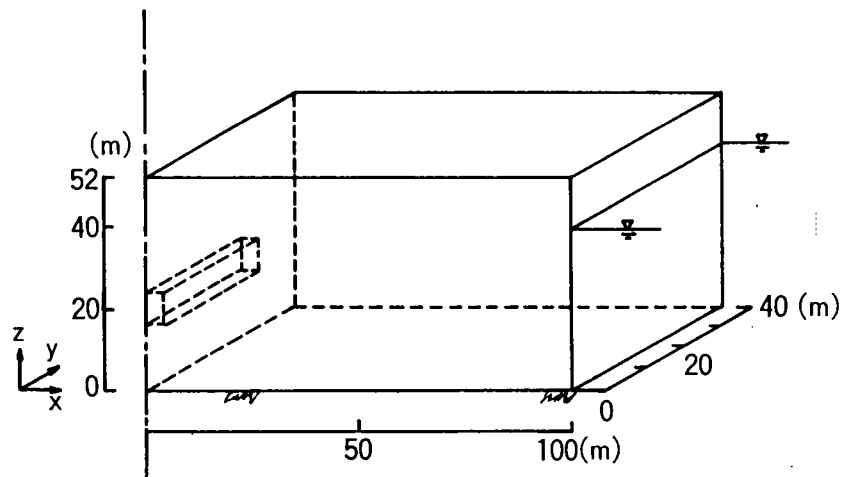


Fig. 4.12 3次元トンネル掘削モデル

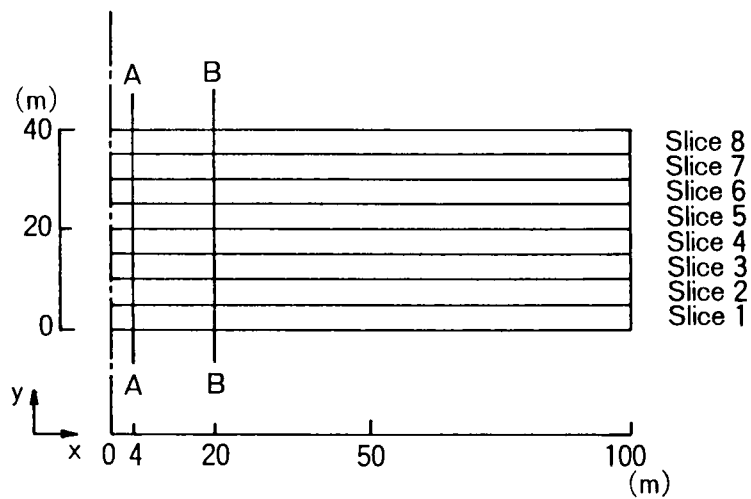


Fig. 4.13 3次元トンネル掘削モデルの平面図

境界条件： $y = 0\text{ m}$, $y = 40\text{ m}$ の掘進方向に垂直な平面は不透水境界

$x = 100\text{ m}$ の境界では全水頭が 40 m なる水位固定境界

初期条件：トンネル掘削部（スライス 1, 2 の節点 3, 4, 5, 13, 14, 15）のみ

圧力水頭を 0 m に拘束

残りの全ての節点においては初期全水頭 40 m

また Table 4.1 に示すようにトンネル切羽の前方 $10\text{ m} \sim 20\text{ m}$ の材質を変えることで 3 つのケースの解析を行った。すなわち、Fig. 4.13 のスライス 5, 6 の透水係数が他の部分の透水係数に等しい場合を Case 1、 $1/10$ の場合を Case 2、 $1/100$ の場合を Case 3 とした。また飽和領域における透水係数以外の材質条件は以下の通りである。

$$\text{比貯留係数 } S_g = 1.0 \times 10^{-2} \text{ m}^{-1}$$

$$\text{有効空隙率 } n_e = 0.35$$

不飽和領域における物性、すなわち体積含水率 (θ) - 比透水係数 (K_r) 曲線と体積含水率 (θ) - 圧力水頭 (Ψ) 曲線については Fig. 4.2 に示す Vachaud (1971) によって実施された湿潤実験のデータを採用した。

まず切羽からの流量の経時的变化を Fig. 4.14 に示す。各時間ステップにおいて生じる流量の差は切羽の前方にあるスライス 5, 6 の透水性の差によって生じていることは明らかであり、本解析手法が浸透の三次元的挙動を反映していることを表していると考えられる。また Case 2 と Case 3 はほぼ同じ傾向を示しているので、以後 Case 1 と Case 3 との比較をすることで議論を進める。

Figs. 4.15, 4.16 はそれぞれ Case 1、Case 3 のタイムステップが 324 時間後の自由水面を各スライスごとに重ねあわせて描いたものであり、これらの図より、Case 1 においてはスライス 1 から順を追って一様に水面が低下しているが、Case 3 においては難透水性のスライス 5, 6 の手前においては Case 1 より大きな水位低下を示しており、またスライス 5, 6, 7, 8 はほとんど水位低下を生じていないことが見うけられる。

水位低下の様子をさらに詳しく調べるために Fig. 4.13 の A-A 線に沿った自由水面の経時的变化を表したのが Fig. 4.17 である。Fig. 4.17 からは Case 1 の水位低下は一様なものであり、48 時間後から 144 時間後までの 96 時間の低下量が、144 時間後から 240 時間後までの 96 時間の低下量よりも大きく、これは初期の集中湧水の

Table 4.1 各ケースの透水係数

	Conductivity	
	Slice 1~4,7,8	Slice 5,6
Case1	$K = 8.64 \times 10^{-1} \text{ m/day}$	$K = 8.64 \times 10^{-1} \text{ m/day}$
Case2	$K = 8.64 \times 10^{-1} \text{ m/day}$	$K = 8.64 \times 10^{-2} \text{ m/day}$
Case3	$K = 8.64 \times 10^{-1} \text{ m/day}$	$K = 8.64 \times 10^{-3} \text{ m/day}$

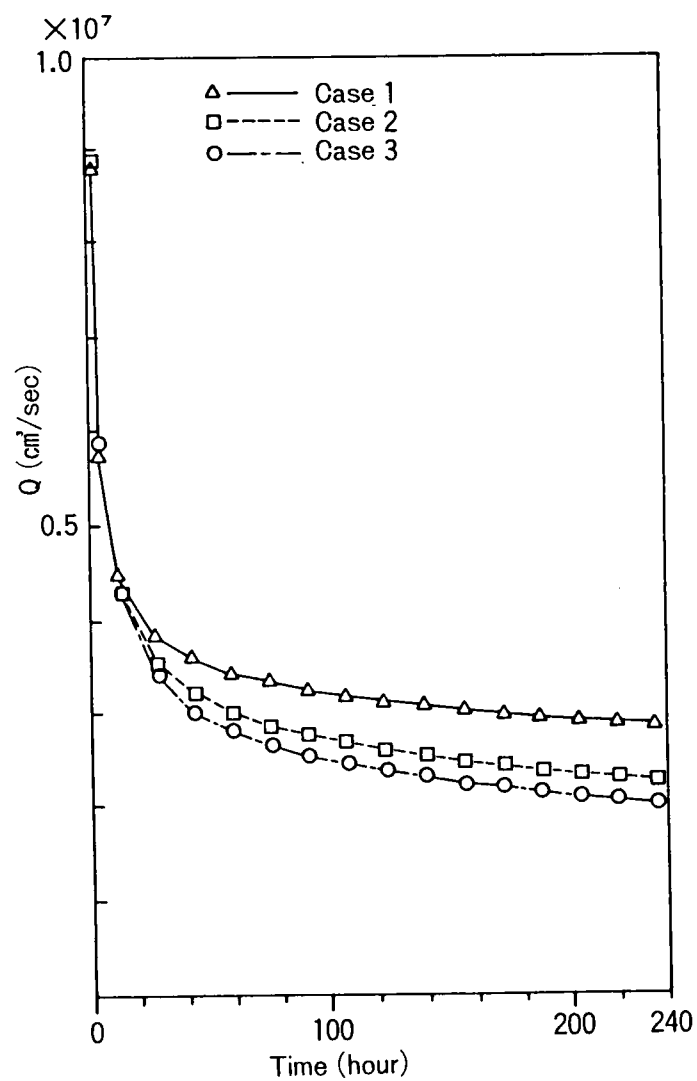


Fig. 4.14 切羽からの流出流量の経時変化

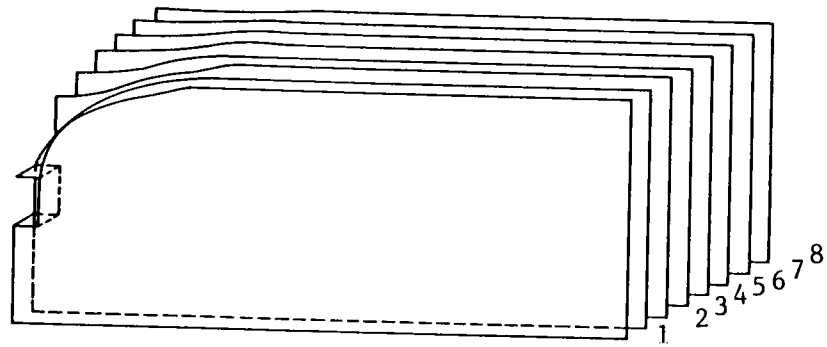


Fig. 4.15 自由水面の3次元的表示
(Case 1, Time = 324 hour)

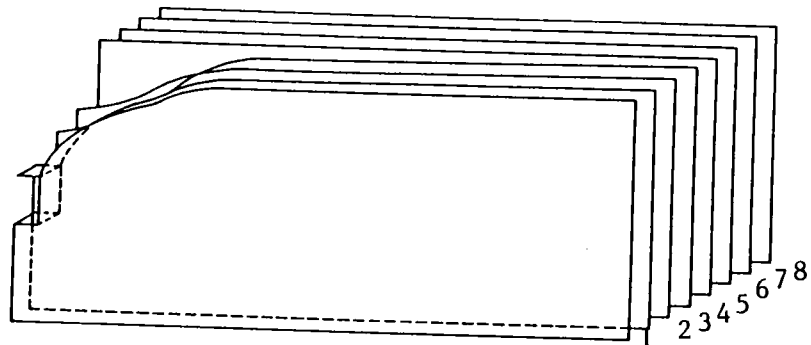


Fig. 4.16 自由水面の3次元的表示
(Case 3, Time = 324 hour)

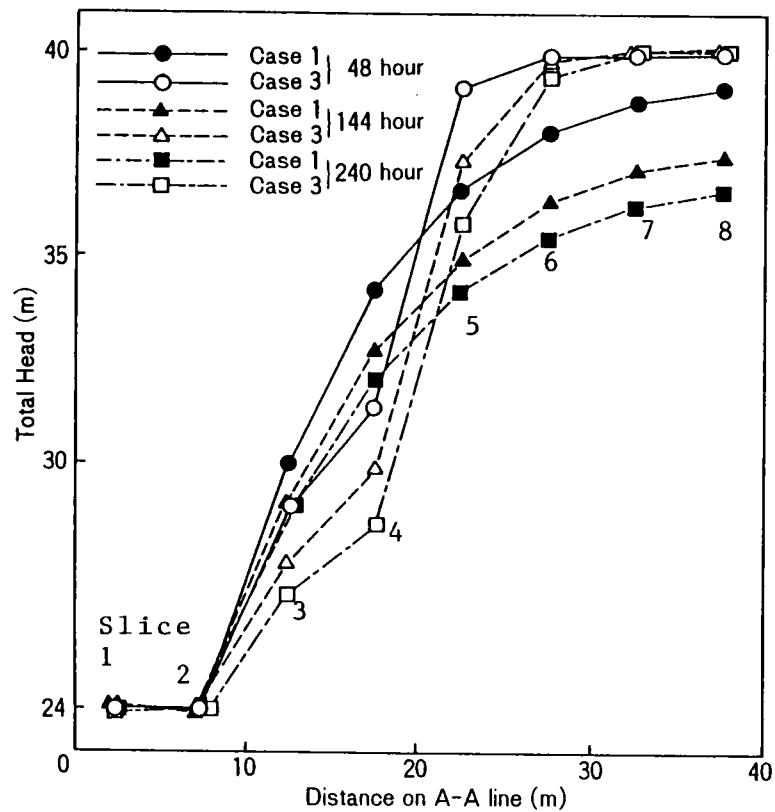


Fig. 4.17 A-A Line 上の自由水面の経時変化

影響であると見受けられる。一方Case 3についてはスライス 7, 8において全く水位低下がなく、これはトンネル掘削の影響が難透水層を通してほとんどおよんでいないことを意味している。つまり、トンネル切羽への湧水はスライス 5より手前の部分に存在する水によるものであるからだと思われる。そのためスライス 1～スライス 4において湧水の影響をCase 1より大きく受け、この部分ではCase 1よりも大きな水位低下を示している。

また三次元的な水の挙動を知るために、Case 1のタイムステップが18時間の場合の水の流れが $y = 16\text{ m}$ の $x - y$ 断面でどうなっているか調べた。 y 方向の流速は節点間を連結した一次元要素を流れる流量より各節点を流れる水の流速を求め、それらを平均することで要素の y 方向の流速とした。Fig. 4.18がその図であり、流速ベクトルはいずれも掘削部分に向かっているのが見受けられる。

(2) 切羽の進行を考慮する場合

本節においては切羽が48時間おきに瞬時に5m 進行する場合の解析を行った。解析に用いたモデルは前節に用いたものと全く同じものであり、本解析も前節と同様、スライス 5, 6の透水性によりCase 1, Case 2, Case 3の3つのモデルに対して解析を行った。トンネルの切羽の進行の表現は、トンネル掘削領域の圧力水頭を0m に拘束することによって行い、掘削ステップを7回に分け、第1ステップではタイムステップ0の時瞬時に5m 進み、第2ステップではタイムステップが48時間の時瞬時にさらに5m進むといったように第7ステップで全掘削行程を終了する場合を対象とした。

Fig. 4.19 は切羽全面からの湧水量の経時的变化を表したものである。Case 1は全領域において材質が一様なモデルであるが新しい掘削ステップごとに集中湧水が生じている。しかし実際の掘削においては瞬時に5mも掘削を行う場合は考えられず、徐々に掘削を行った場合には、各掘削ステップの最も少ない流量の点を連ねた漸近線に沿うものになると考えられる。またCase 2, Case 3は5番目と6番目のスライスの透水係数をそれぞれ $1/10$, $1/100$ としたモデルについての解析例であるが、切羽面がスライス 5, スライス 6に達すると切羽面の透水係数の減少により流量が極端に少なくなり、スライス 6を抜け出した時に集中湧水が発生することが見受けられる。またCase 2において第5ステップの流量は第4ステップの

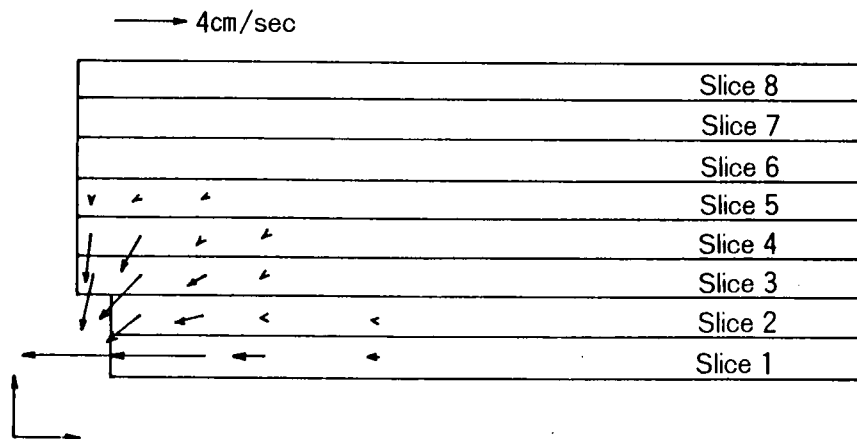


Fig. 4.18 x-y平面の流速分布 ($z = 16 \text{ m}$)

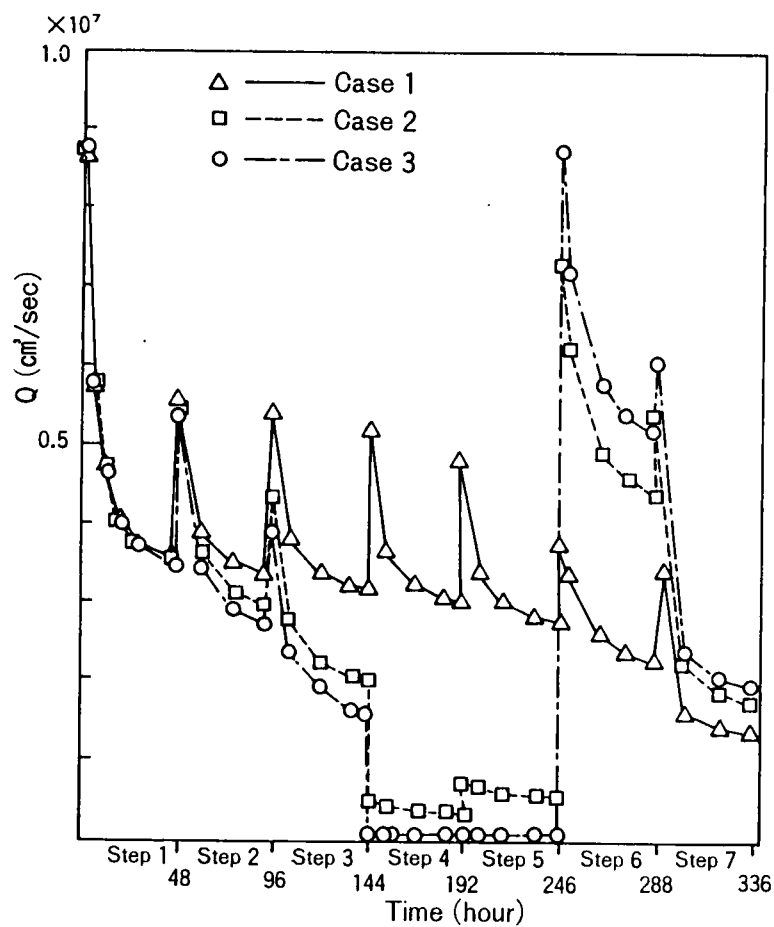


Fig. 4.19 切羽からの流出流量の経時変化

流量より増えており、これは高透水性の領域が切羽付近に存在することを示していると考えられる。またCase 3の第6ステップにおける集中湧水は第1ステップの集中湧水とほぼ同じ量を示している。この理由は次のように考えられる。

Figs. 4.20, 4.21はそれぞれCase 1とCase 3の $t=340$ 時間目における自由水面の経時的变化をそれぞれ三次元的に表したものである。Fig. 4.20 はCase 1において掘削が進むにつれて一様に水面が低下していく様子を表している。それに対してFig. 4.21 においては掘削が進むにつれ、難透水性のスライスより手前のスライスには水位低下がみられるが、スライス 7,8において掘削が難透水性スライスに達しても水位低下をほとんどみせず、スライス 7,8は初期とほとんど同じ状態で保たれている。そして切羽部分がスライス 7に達すると集中湧水が生じるのであるが、スライス 7,8の水頭の分布は初期のスライス 1,2の水頭の分布とほとんど同じであるために、第1ステップにおける集中湧水とほとんど同じ量の湧水が生じる。これは集中湧水量が切羽周辺の圧力分布に依存していることを示している。

このようにスライス法による擬似3次元解析は、トンネル掘削問題における集中湧水を表現でき、また三次元的な水位の経時的变化を表現できることが判った。

4. 4 まとめ

現在においてもなお実際地盤における浸透流の三次元挙動を実用的に解析する手法が確立されているとはいえず、多層滞水層に対する準三次元解析が、実用的に用いられているのみである。そこで本章では、地盤または不連続面を含む岩盤を任意の数の鉛直方向のスライス（傾斜している場合も可能）に分割し、解析を行う方法を提案した。各スライスではそれぞれ独立して、飽和－不飽和領域を対象とした鉛直二次元解析手法を用いており、またスライス間の浸透を一次元の線要素を用いて表現した。この方法を鉛直スライス法による擬似3次元解析と呼び、定圧揚水井戸試験、およびトンネル掘削時における浸透流の挙動に対する解析を行った。

まず定圧揚水井戸問題に対しては国司の理論式との比較を行い、本解析手法が満足できる精度を有していることを確認した。

またトンネル掘削問題の解析については、従来の解析手法において困難であっ

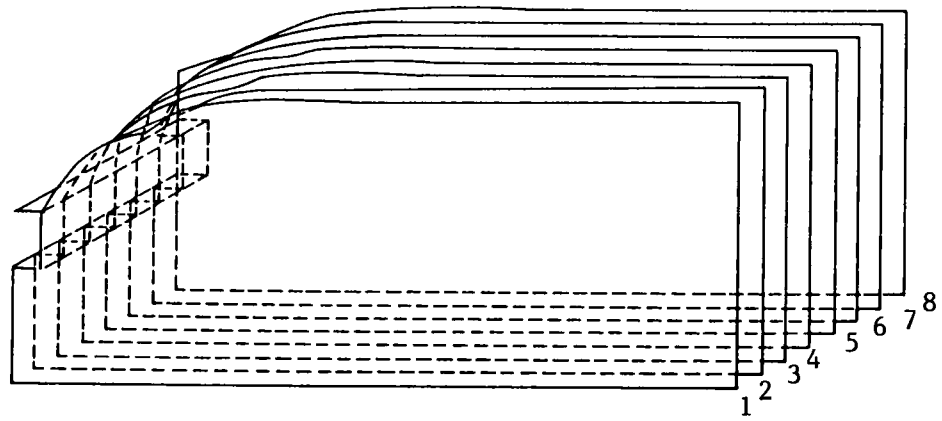


Fig. 4.20 自由水面の3次元表示
(Case 1, Time = 340 hour).

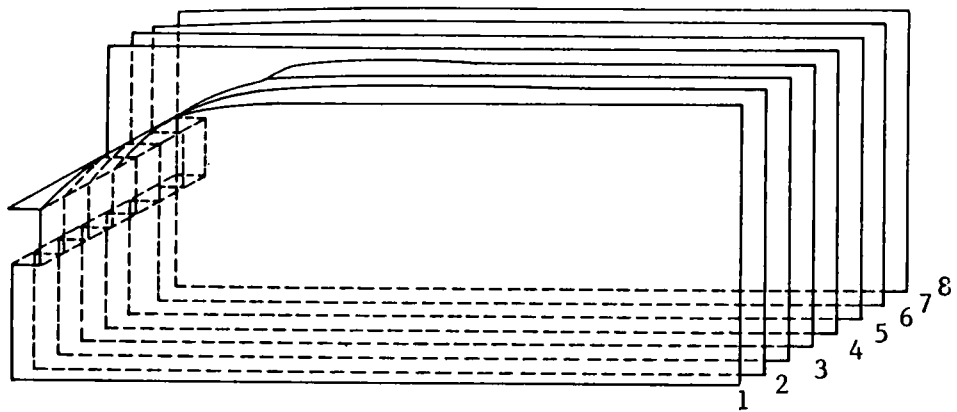


Fig. 4.21 自由水面の3次元表示
(Case 3, Time = 340 hour)

た掘削ステップの考慮が可能であり、切羽における集中湧水現象が恒常湧水状態へと移行していく様子や、自由水面が掘削部分より三次元的に低下していく挙動が確認された。

本手法における鉛直スライスの分割は、有限要素法においてメッシュを切るのと同じ意味を持ち、分割の仕方で解析の精度が変わるが、これはスライス数を減少させることにより、定められた時間、経費、精度内で結果が求められる事を意味する。また、パーソナルコンピュータで解析が可能であるため、計算経費を必要とせず3次元的な挙動解析が行え、実用的に利用価値が増す。

本研究で検討した鉛直スライス法による擬似3次元解析と従来の水平スライス法による平面準3次元解析を併用すると、従来の2次元解析ではほとんど不可能であった多くの地盤内浸透問題の非定常解析を行うことができる。今後の課題としては、スライス間の流れにおける貯留効果の考慮や、非定常問題における時間増分に対する制約条件の改善などが考えられる。

- Bredehoeft, J.D. and G.F.Pinder(1970): Digital Analysis of Areal Flow in Multiaquifer Groundwater System: A Quasi Three-Dimensional Model, Water Resour. Res., Vol.6, No.3, pp.883-888.
- Chorley, D.W. and E.O.Friend(1978): An Iterative Quasi-Three-Dimensional Finite Element Model for Heterogeneous Multiaquifer Systems, Water Resour. Res., Vol.14, No.5, pp.943-952.
- Fujikawa, K.(1977): Finite-Element Analysis of Ground Flow in Multi-aquifer System I. The Behavior of Hydrological Properties for an Aquitard While being Pumped, J. Hydrol., 33, pp.59-72.
- Fujikawa, K.(1977): Finite-Element Analysis of Ground Flow in Multi-aquifer System II. A Quasi Three-Dimensional Flow Model, J. Hydrol., 33, pp.349-362.
- Herrera, I. and L.Rodarte(1973): Integro-differential Equations for System of Leaky Aquifers and Applications 1. The Nature of Approximate Theories, Water Resour. Res., Vol.9, No.4, pp.995-1005.
- Jacob, C.E. and Lohman, S.W.(1952): Nonsteady Flow to a Well of Constant Drawdown in an Extensive Aquifer, Transactions, AGU, Vol.33, No.4, pp.559-569.
- 国司秀明(1956): 竖井戸による定圧注水及び揚水の理論(1), 京都大学防災研究所創立5周年記念論文集, pp.75-83.
- 河野伊一郎, 西垣誠(1973): 有限要素法による広域地下水の準3次元浸透解析, 岡山大学工学部土木工学教室研究レポート.
- Neuman, S.P., C.Preller and T.N. Narasimhan(1982): Adaptive Explicit-Implicit Quasi Three-dimensional Finite Element Model of Flow and Subsidence in Multiaquifer System, Water Resour. Res., Vol.18, No.5, pp.1551-1561.

- 日本トンネル技術協会(1980): トンネル湧水調査法に関する調査研究(II), p. 41.
- 西垣 誠・松本元生(1985): 多層地盤における地下水流の準三次元解析、第20回
土質工学会発表講演集、土質工学会、Vol. 2, 1985, pp.1505-1506.
- Vacharud, G. and Thony, J. L. (1971): Hysteresis during Infiltration and
Redistribution in a Soil Column at Different Initial Water Content,
Water Res. Res., Vol. 7, No. 1, pp. 111-127.

第 5 章

連続体の浸透流逆解析

モデル化された岩盤の浸透流解析に必要なものは物性値（主として透水係数）である。原位置試験の能力不足を補うために、観測値から逆計算して必要なパラメータを求める逆解析法について述べる。岩盤は多孔質剛性連続体、不均質であると仮定している。

5. 1 はじめに

岩盤や地盤の浸透流解析を行なったり、地盤を弾性体とみて応力解析を行なう場合に最も大きな問題となるのは、滞水層の透水係数や地盤の弾性係数、ポアソン比といった物性値を推定することである。このことは一般に、パラメーターの同定（parameter identification）と呼ばれる。通常はFig. 5.1のように解析作業に先立ち、まず実際の地盤に対して解析用のモデルを設定し、そのモデルに対してまだ未知であるパラメーターを現場揚水試験あるいは、室内透水試験などにより推定し、それを初期値として用いて数値解析を実行している。ここで実際の地盤においては、水頭値あるいは変位が測定されているものとする。しかし、一般にはそのままで現場の観測水位や水頭値を十分に説明できる場合はきわめて少なく、誤差がもし許容されなければ経験則などによって修正を行ない、それより得られる新しいパラメーターを再度モデルに適用して実測値と計算値との誤差が許容される範囲内に落ち着くまで繰り返すという、いわゆる試行錯誤（trial-and-error）で 検定(calibration)を行なってきた。

これに対して、逆解析法は文字通り、従来の方法とは逆の手順で解析を行う手法である。これは Fig. 5.2 に示すように、実際の地盤から得られる実測値を設定されたモデルに入力し、これより直接パラメーターを求めようとするものである。具体的な例として浸透流解析の場合を考えると、従来の方法では、透水量係数 $T(x, y)$ ，貯留係数 $S(x, y)$ ，流出入量 $R(x, y, t)$ ，そして揚水量 Q

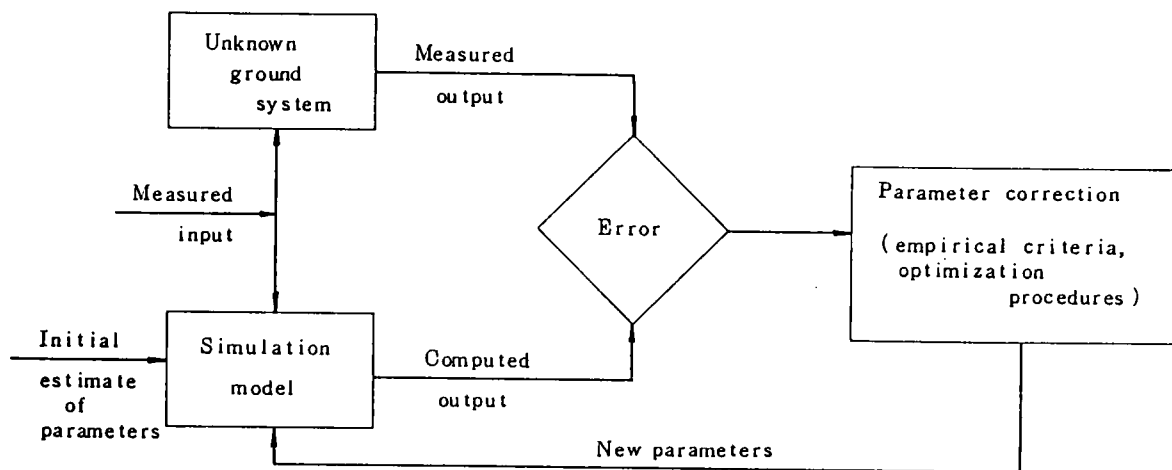


Fig. 5.1 通常の解析手順

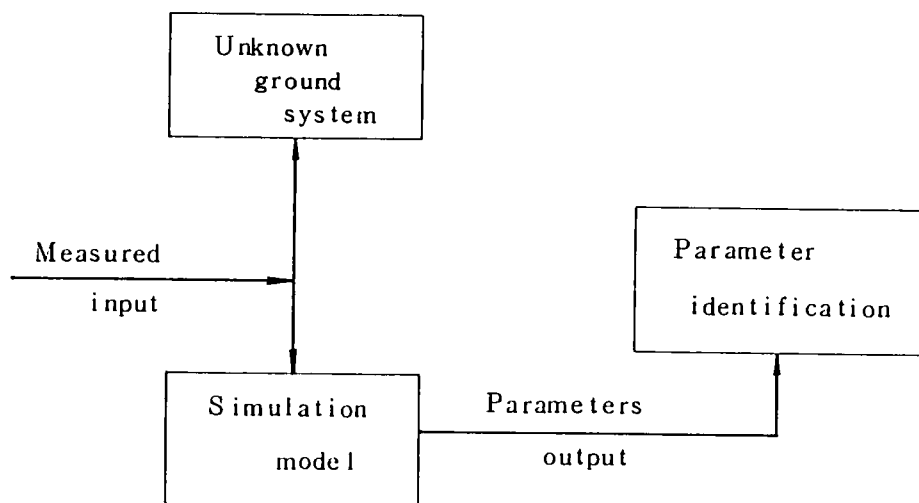


Fig. 5.2 逆解析手順

(x, y, t) が入力既知条件で、水頭値 $h(x, y, t)$ が未知であり、これらのシミュレーションを繰り返してパラメーターの同定を行なった。これに対して、逆解析法では水頭値 $h(x, y, t)$ と揚水量 $Q(x, y, t)$ が入力既知条件であり、透水量係数 $T(x, y)$ 、貯留係数 $S(x, y)$ 、流入出量 $R(x, y, t)$ が未知数となる。

「逆解析法」には、材料定数を未知数となるように定式化する方法（直接法）と、一般の数値解析や数理計画法などでよく利用される非線形最小二乗法などの探索法と組み合わせた方法（間接法）とがある。前者は、定式化がむずかしく、単純な地層層序をもつモデルに適用されるのに対し、後者は原理が単純で、かつ多層構造地盤にも対応できる。ただし、繰り返し演算を必要とするため、計算時間が大きくなるが、汎用性の面から優れた方法と考えられている。

広域に分布する透水量係数（ないしは透水係数、以下同様）を推定するのに、Frind & Pinder(1973)は、浸透の式（ラプラス方程式）を、透水量係数に関する微分方程式と考え（直接法に属する）、領域内の水頭値を全て既知とし、透水量係数の境界条件を与えて計算を行なった。この場合、水頭値を確定値としているので、推定された透水量係数は、かなり精度がおちるものである。一般に透水量係数が大きく変化しても、それによる水頭変化は小さいことが知られている。したがって、水頭値には誤差が含まれていると考えて推定を行なう方がよい。Neuman(1979, 1980(a), 1980(b))は、定常状態において、観測水頭と計算水頭との残差平方和および観測透水量係数と最適透水量係数 T との重みつき残差平方和の和が、最小になるような T を求めようとした（間接法）。これは、先のFrindらのものに比べて観測値に誤差を含ませて統計的な扱いをしている点で優れているが、彼らは問題を定常状態に限定している。また、重みの選び方に難があると考えられる。大西・井尻(1984)は、広域な地下水流を支配するパラメータの一つである滞水層定数（透水係数や貯留係数など）の逆算について、非定常状態において水頭観測値と計算値の残差平方和を最小にすることを目的とする最適化問題を考え、シンプレックス法と有限要素法とを組み合わせた手法（間接法）をとった。しかし、この研究は、対象を一層系の地盤にとどめたものであった。

本章では、広域な地下水流および多層地盤が扱え、さらに定常状態に至るのを待たずに計算が行えるように非定常状態での観測値を用いる間接法による逆解析法について述べる。推定の対象となるパラメータは滞水層定数とし、地層の幾何

学的分布は既知の場合とそうでない場合を取り扱った。

5. 2 逆解析法

間接法による逆解析では、水頭値を有限要素法により算出し、滞水層定数は観測水頭値と計算値との残差平方和を最小にするように、非線形最小二乗法により反復改良して求める。

5.2.1 非線形最小二乗法

最適なパラメータは、次に示す二乗和を最小にする条件（中川・小柳(1982)）を満足するように推定される。

$$S(x) = \sum_{i=1}^n w_i (\bar{y}_i - y_i)^2 \rightarrow \min. \quad (5-1)$$

ここに、 y_i ：観測水頭値、 \bar{y}_i ：計算水頭値、 w_i ：重み、 n ：観測値の総数、 S ：残差平方和である。ただし、観測値は全て同程度の誤差を含むものと考え、重み w を1として取扱う。 $S(x)$ が $x = x$ において極小値をとるならば、次式を満たす。

$$\left. \frac{\partial S}{\partial x_j} \right|_{x=x} = 0 \quad (j=1, 2, \dots, m; m \text{ はパラメータ数}) \quad (5-2)$$

$S(x)$ が $x = x$ で極小かどうかは、 x の近傍の $S(x)$ の変化から容易に判断できる。 $S(x)$ は通常、非線形挙動を示すため、まず何らかの方法でパラメータ x の近似値を推定し、それを出発点として $S(x)$ を小さくするように、反復改良により解を求める方法をとるが、よく知られているのがNewton法である。式(5-2)に、Newton法を適用すると、 k 番目の近似値 $x^{(k)}$ について、

$$\sum_{k=1}^m \frac{\partial^2 S}{\partial x_j \partial x_k} \Delta x_k = - \frac{\partial S}{\partial x_j} \quad (j=1, 2, \dots, m) \quad (5-3)$$

となり、 $k+1$ 番目の近似値は、

$$x^{(k+1)} = x^{(k)} + \Delta x \quad (5-4)$$

として求められる。式(5-3)は、式(5-1)を代入して展開したときの2階偏微分の項を無視すると次式となる。

$$J^T J \Delta x = J^T (y - \bar{y}) = b \quad (5-5)$$

ここに、 J はヤコビアン行列で、

$$J_{ij} = \frac{\delta y_i(x)}{\delta x_j} \quad (i = 1 \sim n, \quad j = 1 \sim m)$$

である。この2階偏微分の項を無視して解く方法は、Gauss-Newton法と呼ばれるが、LevenbergとMarquardtは、式(5-5)の正規方程式の係数行列の対角要素に付加項を加えて、 Δx を計算する法を提案した。

$$(J^T J + \alpha I) \Delta x = b \quad (5-6)$$

ただし、 I は単位行列で、 α は0以上の数である。この α を、非線形性の影響が大きい場合には大きくし、解に近づくにつれて小さくすれば、安定かつ早く解を求めることができる。このMarquardt法をさらにFletcherが改良したものが、修正Marquardt法(中川・小柳(1982))である。今回、この修正Marquardt法を採用し、収束の判定として、残差平方和の減少量と Δx のどちらかが、許容誤差内におさまったとき計算を打ち切ることとした。

5.2.2 観測水頭を表す基本方程式

準3次元状態の広域な地下水の流れを支配する方程式は、Dupuit-Forchheimerの仮定の下に次のように得られることは第3章でも示した。

$$-\frac{\partial}{\partial x_i} (T_{ij}(h) \frac{\partial h}{\partial x_j}) = S(h) \frac{\partial h}{\partial t} + g \quad (5-7)$$

ここに、 q は流出入量、 T は透水量係数、 S は貯留係数で、Fig. 5.3のように全水頭 h を関数として表わされる(高坂ら(1982))。

$$T_{ij} = \begin{cases} k_1 b_1 + k_2 b_2 + \dots + k_n b_n & (\text{被圧状態}) \\ k_1 b_1 + k_2 b_2 + \dots + k_{n-1} b_{n-1} + k_n \Delta h_n & (\text{不圧状態}) \end{cases} \quad (5-8)$$

ただし、 K は各層の透水係数、 b は各層の層厚で、 Δh_n は、

$$\Delta h_n = h - \sum_{i=1}^{n-1} b_i \quad (5-9)$$

となる。また、貯留係数は、同じような関数表現で、

$$S = \begin{cases} S_{s1} b_1 + S_{s2} b_2 + \dots + S_{sn} b_n & (\text{被圧状態}) \\ S_{s1} b_1 + S_{s2} b_2 + \dots + S_{s,n-1} b_{n-1} + S_{sn} \Delta h_n & (\text{不圧状態}) \end{cases} \quad (5-10)$$

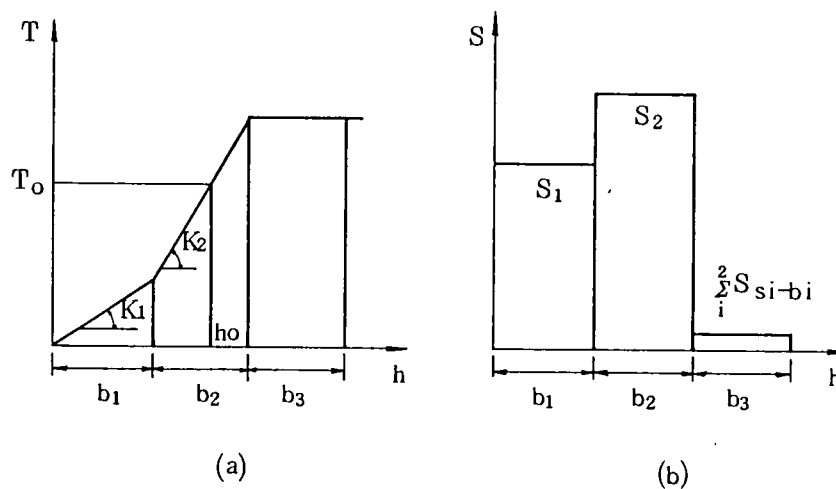


Fig. 5.3 多層地盤の滯水層定数と水位の関係
(a) 透水量係数と水位の関係
(b) 貯留係数と水位の関係

である。ここに、 S_s は比貯留係数、 S_y は比産出量で、 S_y は有効間隙とはほぼ同義である。

以上のように、透水量係数および貯留係数を全水頭 h の関数として表現することにより、被圧・不圧の両状態が扱えるとともに、水平のみならず鉛直方向の層分布を考慮した平面問題として取り扱える。ただし、式(5-7)は、全水頭 h に関する非線形問題となるため、繰り返し演算が必要であるが、三次元問題を解くよりもかなり計算時間を節約できる。式(5-7)は、重みつき残差法により有限要素定式化されることは、第3章で既に証明済みである。

5.3 平面2次元の不均質地盤における逆解析

ここでは平面方向の不均質の度合を考慮することに重きを置いた不均質地盤の逆解析を取り扱う。滯水層の上下層方向の不均質の度合を細かく考慮した場合については次節5.4において取り扱う。本章では滯水層の層方向の変化、つまり深度方向へは準三次元としてのいくつかの層の鉛直方向の平均的な透水係数の値を採用し（深さ方向の定数は1つ）、平面的な透水係数の不均質な分布だけを考えることとする。まず、簡単なモデルを用いての水頭観測節点の数、位置の逆解析への影響を検討し、次に広域な地盤において定常時の水位より領域を分割する

方法を提案し逆解析法への適用をはかる。この方法は現場での井戸の定常水位、また平均水位により領域を分割し、後に揚水することによる井戸の水位の経時変化観測データより逆解析を行うものである。

5. 2で述べたように、逆解析においては観測水頭値とまず最初に未知パラメーター（透水量係数、貯留係数）の初期値を与えて計算した水頭値の間に最小二乗法を用いて初期値を変化させ、繰り返し計算をすることによって解を推定する（大西・井尻(1984)）。また問題を簡単にするため推定する解である滞水層定数を透水係数だけに限っている。逆解析の際に用いるデータは非定常状態での水頭値である。ここでは用いる手法がパラメーターの推定に関して有効であるか否かを調べるために、簡単な不均質モデル地盤を設定して計算を実行した。この際に逆解析の解の精度の及ぼす以下のような要因についても検討することとする。

- 1) 水頭観測節点（地点）の位置
- 2) 水頭観測節点（地点）の数
- 3) 水頭観測1節点（地点）での観測
- 4) 未知パラメーターの初期値の大きさ

なお、この章では領域間の境界は既知とする。

(1) 2領域モデル

ここでは、最も簡単なモデルとして2領域に分かれた不均質地盤を想定する。その滞水層断面図をFig. 5.4に、要素分割平面図をFig. 5.5に示す。

ここでの境界条件はFig. 5.5での左右端の水頭が既知（初期水位両端40cm）で、その他は不透水境界とする。この境界条件のもとで、 $t=0$ に右端の水位が25cmだけ上昇した場合の滞水層内の観測水位挙動を利用して逆解析を行う。ただし滞水層の左側から順に領域1、2とする。またモデル設定時に決められている領域1と2の真の透水係数、貯留係数を次に示す。

領域1 透水係数 = $1.0 \times 10^{-5} \text{ cm/s}$

領域2 透水係数 = $1.0 \times 10^{-3} \text{ cm/s}$

全領域 貯留係数 = 0.2

a) 未知パラメーター数と水頭観測データ数との関係

2領域モデルでは未知数が2個なので単純に考えても水頭の情報は2個以上必要と思われる。実際に逆解析を行った結果においても水頭観測データが1つだけ

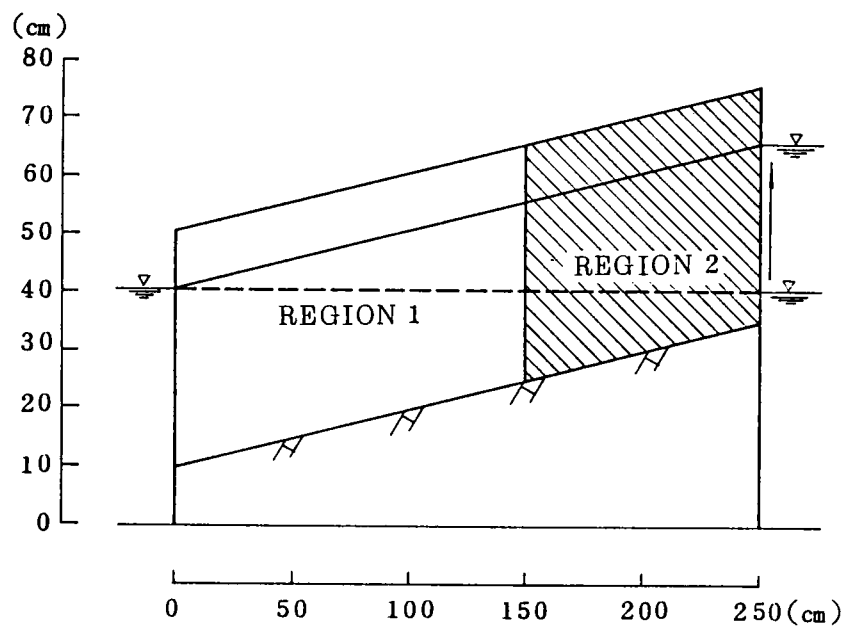


Fig. 5.4 滯水層断面図

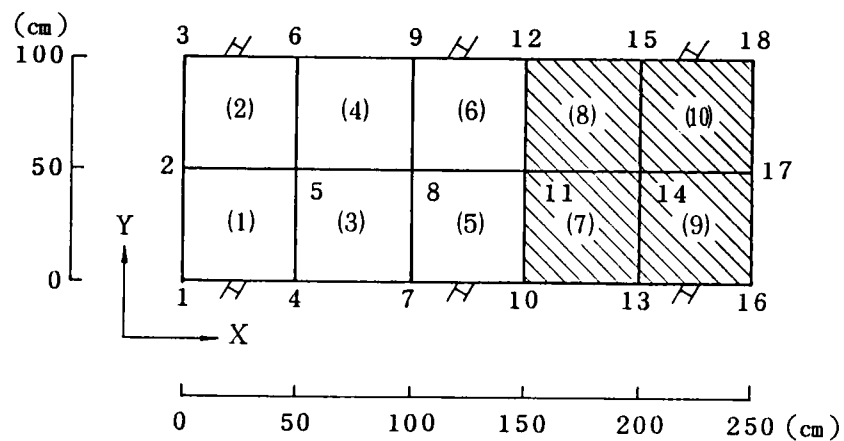


Fig. 5.5 要素平面分割図

Table 5.1 2 観測データによる逆解析結果

Case	Observation Nodal Point	Time Step	Permeability (cm/s) (Analyzed)	CPUtime (sec)	Ite- ration
A	8,11	16	REGION 1 1.00004×10^{-5}	51	9
			REGION 2 1.00002×10^{-5}		
B	11	15,16	REGION 1 9.99963×10^{-5}	47	6
			REGION 2 9.99999×10^{-5}		

の場合には領域 1 と 2 の透水係数が真の透水係数の値に収束しない。そこで、最低 2 個以上の観測データをどのように得るかが問題となり、水頭観測地点が 1 か所（節点 11）で水頭観測時間が 2 回の場合 [Case A] と水頭観測地点が 2 か所（節点 8, 11）で水頭観測時間が 1 回だけの場合 [Case B] を考え逆解析した結果を示したのが Table 5.1 である。ここでの透水係数 K の初期値は両ケースとも次のように設定した。

$$\text{領域 1} \quad K_1 = 5.0 \times 10^{-5} \text{ cm/s}$$

$$\text{領域 2} \quad K_2 = 5.0 \times 10^{-3} \text{ cm/s}$$

解析結果をみてもわかるように両ケースとも、解が精度よく求まっている。なお表中に示されている CPU time は解析する際に費やした計算機（京都大学大型計算機センター）所要時間を表し、Iteration は解が収束するまでの繰り返し計算回数を表している。

b) 水頭観測地点が解の精度に及ぼす影響

観測される水頭の情報がどの位置で得られれば最もよい精度の解析結果が得られるかを検討する。そこで想定された地盤モデルにおいて水頭を観測する地点を節点 5, 8, 11, 14 のいずれかとし逆解析する。ただし逆解析する際の未知のパラメーターである透水係数の初期値をここでも a) と同じ値に設定する。水頭を観測する時間として時間ステップを 1 から 16 までとっており、インパクトを与えてからしばらく時間の経過した 14, 15, 16 の 3 つの時間を採用することにした。これは水頭の情報が多いほど精度の良い解が得られると考えたためである。実際、Table 5.2 の Case B と Table 5.1 の Case B とを比べると若干この節での解析結果の精度がよくなっていることがわかる。Table 5.2 の節点 8, 11, 14 の場合、いずれの節点においても解が精度よく求まっている。観測節点を節点 5 にした場合は精度よい解が求められなかった。これは、節点 5 での水位変化が乏しいためであると思われる。

c) 未知パラメーターの初期値の大きさが解の精度に及ぼす影響

ここでは領域 1 と 2 の境界上の水頭観測節点 11 を常に水頭観測地点として、領域 1 と 2 の未知パラメーターである透水係数の初期値を種々変化させて、逆解析した場合に、得られた解の精度がいかに関与を受けるかを検討する。解析を行った結果が Table 5.3 である。

この解析をする際に問題となるのは水頭を解析する時間ステップの取り方であ

Table 5.2 観測節点の違いによる逆解析結果

Case	Observation Nodal Point	Permeability (cm/s) (Analyzed)	CPUtime (sec)	Iteration
A	8	REGION 1 9.99643×10^{-6} REGION 2 9.99895×10^{-6}	59	10
B	11	REGION 1 9.99994×10^{-6} REGION 2 1.0×10^{-5}	54	6
C	14	REGION 1 9.99992×10^{-6} REGION 2 1.0×10^{-5}	44	7

Table 5.3 初期値の違いによる逆解析結果

Case	Permeability (cm/s)		Time Step	CPUtime (sec)	Iteration
	Initial Value	Analyzed Value			
A	REGION 1 5.0×10^{-5} REGION 2 5.0×10^{-5}	9.99849×10^{-6} 9.99908×10^{-6}	10, 13, 16	46	7
B	REGION 1 1.0×10^{-5} REGION 2 1.0×10^{-5}	9.99966×10^{-6} 9.99995×10^{-6}	10, 13, 16	43	6
C	REGION 1 1.0×10^{-6} REGION 2 1.0×10^{-6}	9.99958×10^{-6} 9.99997×10^{-6}	14, 15, 16	77	11
D	REGION 1 1.0×10^{-6} REGION 2 1.0×10^{-6}	1.0×10^{-6} 1.0×10^{-6}	10, 13, 16	32	8
E	REGION 1 1.0×10^{-5} REGION 2 5.0×10^{-5}	9.99947×10^{-6} 9.99999×10^{-6}	10, 13, 16	51	7

る。一般に透水係数が大きいとインパクトを与えてから比較的早い時間に定常状態に達してしまい、それ以後水位の時間変化がほとんどなくなる。逆に透水係数が小さいとインパクトを与えてからしばらく時間が経過しないと顕著な水位の変化がみられない。たとえばCase Bの場合について考えてみると、逆解析するとき水頭の観測する時間をインパクトを与えてからかなり時間が経過した時間ステップ14、15、16にすると透水係数の初期推定値が大きいため逆解析での水頭計算値はその時刻ではすでに定常状態に達してしまっている。通常、最小二乗法における探索法は与えられた初期推定値を目的関数が減少する方向に変化させて真値に近づけていくものである。しかし、この場合には水頭計算値が定常状態に達しているため目的関数の減少方向を探し出せない。つまり、探索法が自動的に初期推定値を Δk 大きくしても小さくしても、 Δk がよほど大きくない限り依然この時刻における時間ステップでは定常状態に達してしまい目的関数の値が変化しないので、目的関数の降下方向を探し出せずに計算を打ち切ってしまう。よって初期値が大きい場合には水頭を観測する時間ステップをインパクトを与えてから比較的早い時刻にとることにより最小二乗法での水頭計算値が定常状態に達しないようにすることが必要である。以上のことを模式的に表したのがFig. 5.6(a)である。ここでは図中のG群を時間ステップとして用いるべきである。

これとは逆にCase Cの場合のように透水係数の初期値が小さい場合にはインパクトを与えてから比較的早い時刻には水位の変化が起こらず、水頭を観測する時間ステップを早い時刻にとると、これもまた初期値の変化に対して目的関数の値が変化せずに透水係数の真値を探索できなくなってしまう。この場合の模式図がFig. 5.6(b)であり、T群を時間ステップとして用いるべきである。これらのことを踏まえて、Table 5.3 に示すような時間ステップを採用した。解析結果より、初期値の大きさにかかわらず解は非常に精度よく求まっている。

以上の結果より、逆解析する際に未知のパラメーターである透水係数の初期値が2オーダー程度真値と異なっても適切な時点での観測値が得られれば解の精度に及ぼす影響はほとんどないことがいえる。そこで本研究では、計算時間を費やせば初期値の大きさにかかわらず真値を求めることが可能であると考え、以後の解析では初期値の大きさはあえて問題にしないこととする。つまり、初期値は真値と同オーダー程度の値を設定している。

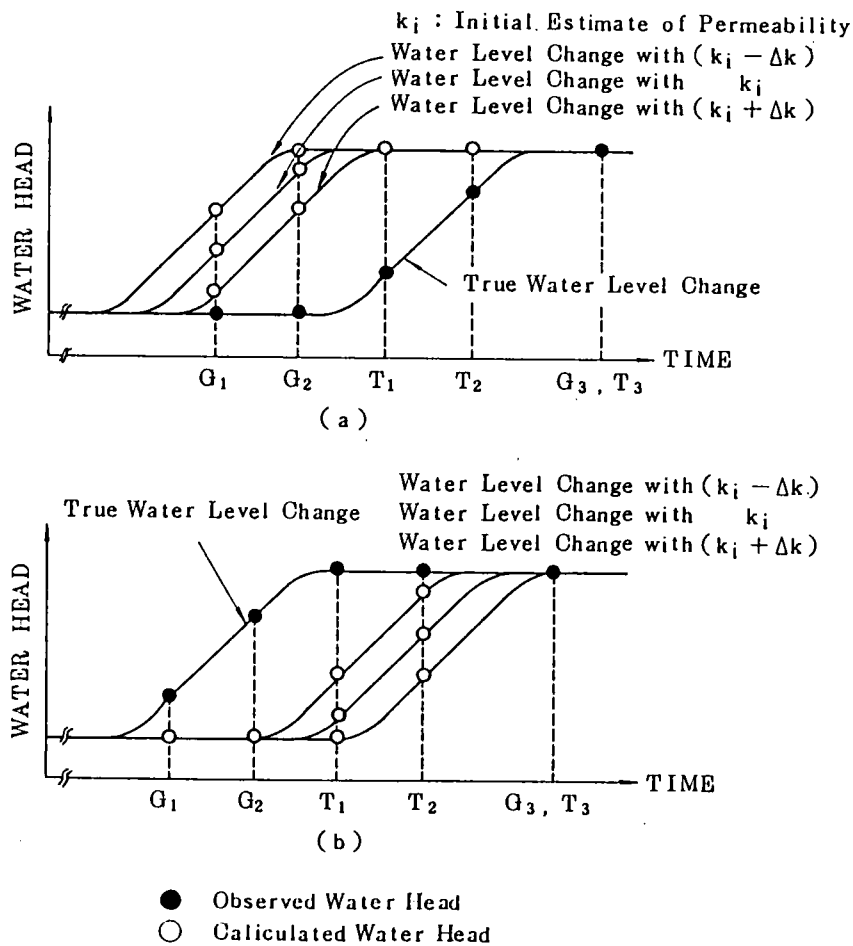


Fig. 5.6 逆解析する際の観測時間の選び方の模式図
 (a) 透水係数の初期値が真値より大きすぎる場合
 (b) 透水係数の初期値が真値より小さすぎる場合

(2) 3領域モデル

3領域に分かれた不均質地盤を想定する。その滞水層断面図をFig. 5.7に示し、要素分割平面図をFig. 5.8に示す。

ここでの境界条件はFig. 5.8での左右端の水頭が既知（両端60cmの水位）で、その他は不透水層と接している。この条件下で $t=0$ に右辺の水位が40cm上昇した場合の滞水層内の観測水位挙動から逆解析することとする。ただし、滞水層の左側から順に領域1、2、3とする。またモデルとして領域1、2、3の真の透水係数、貯留係数をそれぞれ以下のように設定した。

領域1 透水係数 = $1.0 \times 10^{-5} \text{ cm/s}$

領域2 透水係数 = $1.0 \times 10^{-3} \text{ cm/s}$

領域3 透水係数 = $1.0 \times 10^{-1} \text{ cm/s}$

全領域 貯留係数 = 0.2

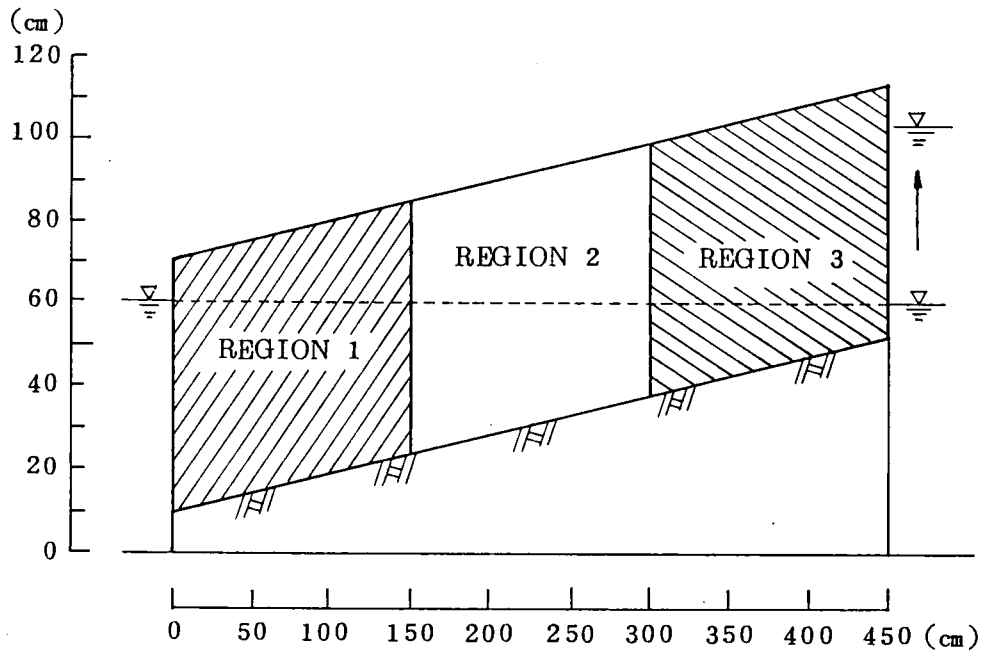


Fig. 5.7 滯水層断面图

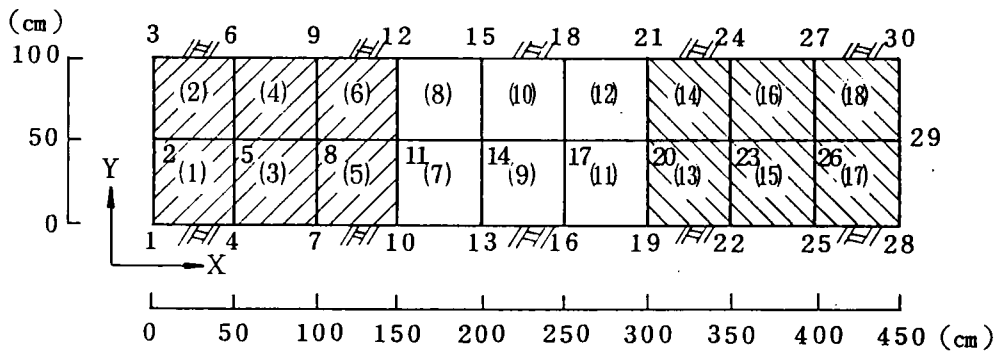


Fig. 5.8 要素平面分割图

ここでは未知パラメーターである透水係数の初期値の大きさによる解の精度への影響は大差ないことがわかっていたので、3領域の不均質地盤において水頭を観測する位置について調べることにする。そこで、領域1、2、3の透水係数の初期値を以下のように設定する。

領域1 透水係数 = 5.0×10^{-5} cm/s

領域2 透水係数 = 5.0×10^{-3} cm/s

領域3 透水係数 = 5.0×10^{-1} cm/s

これらの初期値を用いて、水頭を観測する節点を種々変化させて逆解析する。3領域になれば境界条件が2領域の場合より増えるため1節点だけの水頭を観測するだけでは3領域の透水係数をそれぞれ一義的に求めることは理論的にも不可能になるためである。そこで、3領域の滞水層では少なくとも2つ以上の水頭観測節点が必要となる。その節点の位置をどこに選べば最も解の精度がよくなるかを調べる。

解析結果をTable 5.4に示す。Case Aの場合を除いてほぼ精度よく解が求まっている。Case Aで求めた透水係数の値を用いて順解析した場合の水位変化と真の滞水層での水位変化を比較すると確かに節点5と8での水位変化には差が認められないが、その他の水位が大きく変化する節点でははっきりと水位変化が認められる。要するにここでも水位変化が乏しいと思われる地点を水頭観測節点に選ぶことは好ましくないことがいえる。

5. 4 層状地盤（深さ方向の不均質地盤）における逆解析

Fig. 5.3から分かるように、準3次元解析では滞水層定数は深さ方向の層厚と各層の組合せで決定されている。そこで、5. 3で用いた平均化の考えを取り除くことで、層ごとの透水係数を逆解析によって求める方法を工夫できる。手法的には5. 3と同じ方法で、各層の透水係数が未知数となる。

ここで用いる手法が、パラメータの推定に関して有効であるか否かを調べるために、簡単なモデル地盤を仮定して、計算を実行した。逆解析に入る前に、5. 3と同じく、推定に用いる観測値を作成後、同じ境界条件、初期条件の下に得られた観測値とモデルの地層分布データを用いて、透水係数を未知として逆算した。貯留係数は既知として取り扱った。観測値の有効桁数は3桁をとり、計算時の許

Table 5.4 領域滯水層における逆解析結果

Case	Permeability (cm/s) Analyzed Value	Observation Nodal Point	CPUtime (sec)	Iteration
A	REGION 1 1.49175×10^{-3} REGION 2 3.21612×10^{-3} REGION 3 4.92107×10^{-3}	5,8	216	26
B	REGION 1 1.00304×10^{-3} REGION 2 1.00288×10^{-3} REGION 3 1.00168×10^{-3}	11,20	350	36
C	REGION 1 1.002×10^{-3} REGION 2 1.00184×10^{-3} REGION 3 9.84964×10^{-3}	8,14	268	32
D	REGION 1 1.00003×10^{-3} REGION 2 9.99997×10^{-3} REGION 3 1.00002×10^{-3}	14,17	259	21

容誤差 (ε) は 10^{-3} とした。

(1) 単一層均質地盤の透水係数の推定

一層系からなるモデル地盤の透水係数の推定は、逆解析法の最も基本的な性質を理解する上で必要不可欠である。Fig. 5.9は、仮想モデル地盤を示しているが、境界条件として、モデル左右端の水位を一定とし、 $t=0$ において、右端の水位を降下させ、その際の水位低下現象をとり挙げる。逆解析の際の入力データとしては、モデルの地層分布、および境界条件、初期水頭分布の他に、初期パラメータ推定値と観測点での水頭と時間との関係が必要となる。初期パラメータの値は、各種透水試験や土の粒度分布より推定することが多い。観測点は、でき得る限りインパクトの生じたごく近傍に一点は選ぶようにすることとともに、解析領域の平面的な広がり、分布する地層の平面的な変化も考慮して多点とするのがよい。Fig. 5.9のモデルでは、単一層からなるため観測点として節点番号17のみを選んだ。その点での水頭の経時変化をFig. 5.10に示した。観測値としては、図中の a,

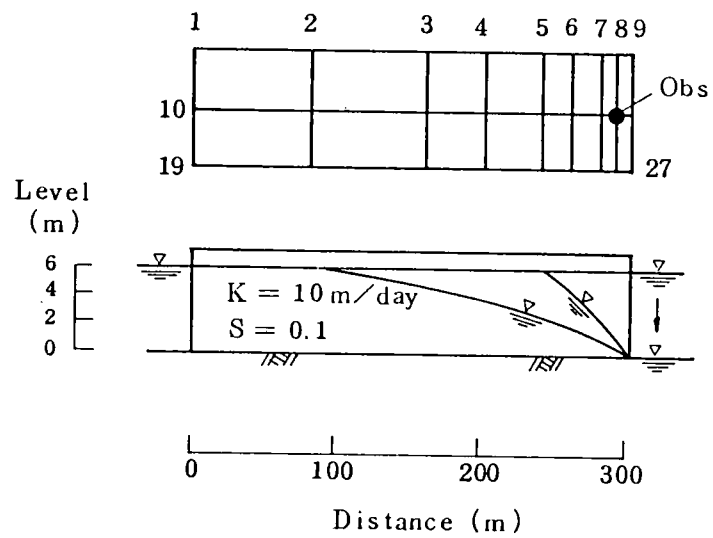


Fig. 5.9 仮想モデル地盤（不圧滯水層）

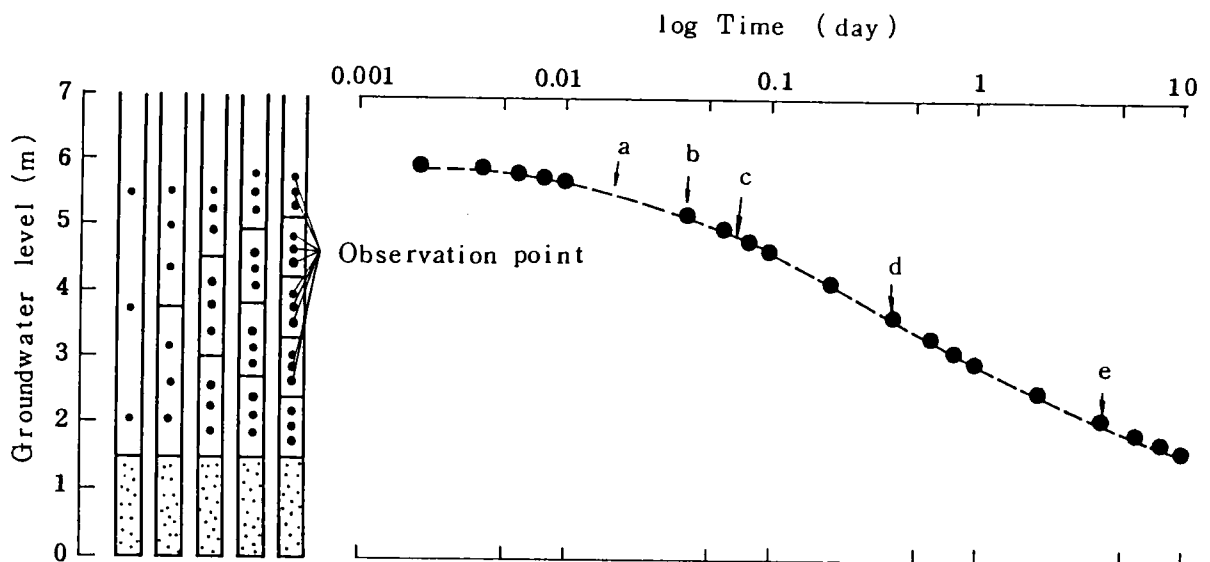


Fig. 5.10 観測点での水位と時間の関係

d, e の 3 点を採用し、初期パラメータ推定値として真の値の 10 分の 1 および 10 倍の値を与えて逆解析を実行した。その際の残差平方和 (RSSQ) と透水係数 (K) の関係を Fig. 5.11 に示す。図からわかるように、K が真の値に近づくにつれて、RSSQ は小さくなってゆき、真値の K で極小値を示している。以上のように、この例では良好な結果が得られた。ここで透水係数の真値と呼んでいるものは、実際には水位観測値を最もよく説明できる透水係数を意味する。次に、一層系の地盤を多層に分解した場合を考える。

(2) 多層分割による透水係数の推定

前述のような単一の地層の K を推定するのに、多層に分割して各々推定した透水係数の精度の違いを比較した。その際の観測値は Fig. 5.10 のものを用いた。同図の柱状図は単一層を 1 ～ 5 層の水平層に分割したもので、各々の層内に 3 点の水位観測値が位置するように観測時間を選んだ。各層の K は、真の値の 10 分の 1 を初期値として与えた。逆解析結果を Table 5.5 に示す。表によると、多層に分割しても十分精度よく透水係数が逆算できることがわかった。Fig. 5.12 は、透水量係数 (T) を水頭 (h) との関係として表したもので、傾きが地層の K を表し真の透水量係数は、図中の直線上を動く。多層分割によって求められた T は、直線のごく近傍にプロットされており、良好な同定結果が得られたのがわかる。4 層から 5 層と分割を増加させると、より上層のものほど直線から離れる傾向にあるが、これはまず下層のパラメータから先に決定し、徐々に上層へ移るという計算手順をとっているため、上層のものほど誤差が蓄積するものである。ただし、地層全体としては、分割数が増えても良好な推定結果が得られたものといえる。また、多層に分割すると未知パラメータが増えるため、逆算に要する時間が大きくなり、不利となる。

(3) 薄層の同定

厚い滞水層中に、連続したごく薄い地層が夾在する場合、推定が可能か否かを低透水層、高透水層および上下層と同程度の透水係数を有する層の 3 つの場合について解析した。各々について、観測水頭の経時変化が Fig. 5.13 のように得られた。図によると、高透水層が存在する場合には、特異な曲線が観察され、低透水層の場合は、上下の地層の透水係数に近い K 値を有するもの ($K=5\text{m/day}$) とほとんど同じ経時変化曲線となり、逆算が困難であることが予測された。観測点では、

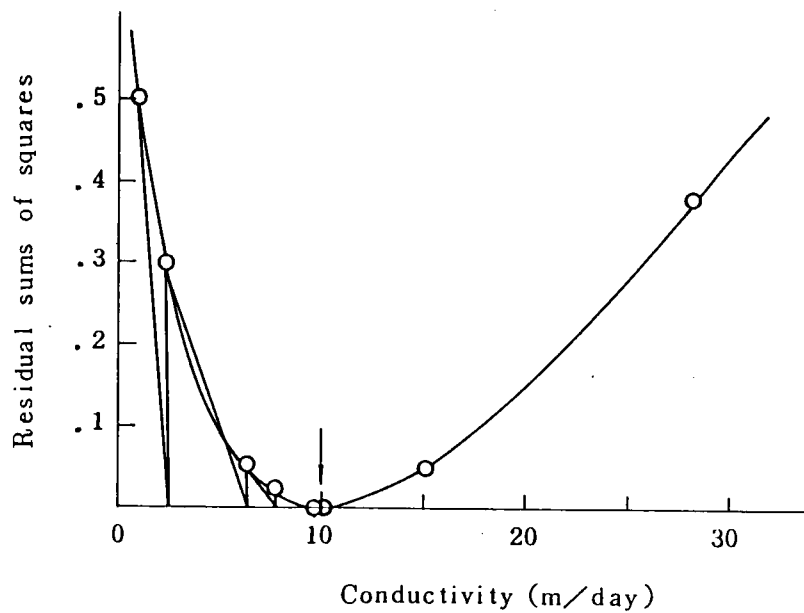


Fig. 5.11 残差平方和と透水係数の関係

Table 5.5 多層分割による透水係数の推定結果

地層 分割数	K_{1-1} (m/day)	K_{1-2} (m/day)	K_{1-3} (m/day)	Error (%)
1	10	1	10.134	+1.34
2	10 10	1 1	10.670 9.7733	+6.70 -2.27
3	10 10 10	1 1 1	10.447 10.483 9.3085	+4.47 +4.83 -6.92
4	10 10 10 10	1 1 1 1	11.254 9.2577 11.649 7.9167	+12.5 -7.42 +16.5 -20.8
5	10 10 10 10 10	1 1 1 1 1	10.596 10.753 10.599 10.436 6.9274	+5.96 +7.53 +5.99 +4.36 -9.27

- 1 決定すべき真の透水係数
- 2 初期推定値
- 3 逆解析により推定した透水係数

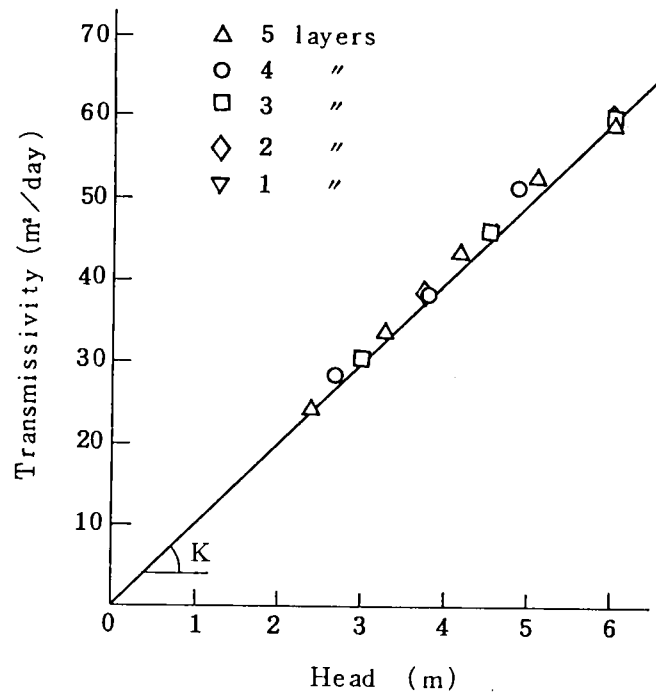


Fig. 5.12 透水量係数 (T) と水頭 (h) との関係

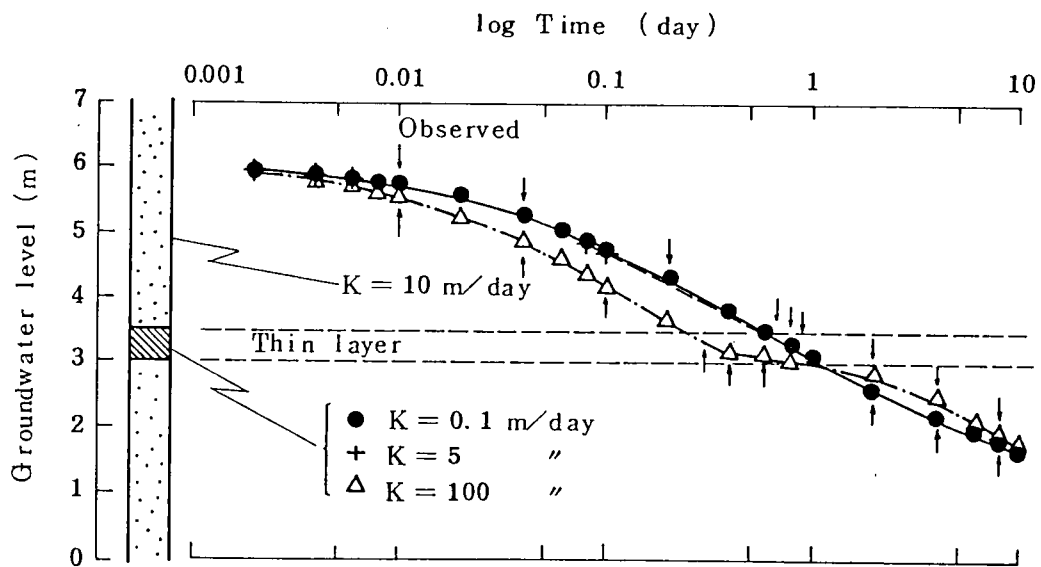


Fig. 5.13 観測点での水位と時間の関係

図中の矢印のように各層とも層内に3点、計9点の水位データが得られるような観測時間を選んだ。推定結果をTable 5.6に示す。表にはまた、薄層内の観測点を5点とした場合も示されている。全体として良好な結果が得られているが、薄層の観測点を3点から5点に増やすことによって、パラメータ推定値が真の値に近づき、結果が改善されている。したがって、薄層、特に低透水係数を有する層の逆算を行なう場合には、薄層内に観測水位が存在するように観測時間を選定するとともに、その数を多くする方がよい。Fig. 5.14 に示す透水係数と反復回数との関係は、それをさらに明瞭に表している。

(4) 観測期間および初期パラメータ推定値の違いによる影響

同定に用いる観測水位データは、インパクトが生じてからほぼ定常状態に至るまでの全期間にわたって得られているとは限らない。場合によっては、インパクトが生じた直後の短期間の観測値を使って、将来予測をしたいこともある。ここでは前述と同様に境界水位の低下現象をとり挙げ、観測値のとり方を変えると、パラメータの推定にどの程度の影響を及ぼすかを調べる。Fig. 5.15 は、観測点での水位の経時変化を示している。まず、図中のa～dで示す点を観測値として逆解析をおこなった。この4点は、図の水位の経時変化を内挿するのに最小限必要と思われる点である。解析結果をTable 5.7に示す。真の値($K=20\text{ m/day}$)とかなり異なった初期値を与えても推定可能であった。次に、Fig. 5.8のような3つのゾーンの観測値について解析した結果がFig. 5.16 に示されている。3つのゾーンとも、真の値の100分の1、1000分の1の値を初期値として与えた結果である。3つのゾーンの全てについて、ほぼ真の値が逆算できている。初期パラメータ推定値に関しては、各ゾーンとも、真の値に近い方が少ない反復回数で求まっている。さらに、同一の初期値から出発する場合、観測値としてインパクトの生じた直後の比較的早期のデータを用いる方が、少ない反復回数で推定できている。Fig. 5.17 は、3つのゾーンについて推定した結果を、残差平方和と透水係数の関係として表したものである。3つのゾーンとも、真のK値で極小値を示し、真のKから遠ざかるにつれて一定の残差平方和に近づいている。残差平方和が一定に達した部分の透水係数を初期パラメータとして与えた場合、真の値を逆算することはできなかった(Fig. 5.17 ゾーンⅢ)。つまり、観測データの与え方と初期パラメータ推定値の与え方によっては、同定が難しくなる場合があることがわ

Table 5.6 薄層の透水係数の推定結果

K_{i-1} (m/day)	K_i (m/day)	K_{i+1} (m/day)	Error (%)
100 ⁻⁴ 10	1 1	103.75 10.057	+3.75 +0.57
0.1 ⁻⁴ 10	1 1	0.1500 10.079	+50 +0.79
0.1 ⁻⁵ 10	1 1	0.096746 10.060	-3.25 +0.60
5 ⁻⁴ 10	1 1	5.6864 9.9430	+13.7 -0.57
5 ⁻⁵ 10	1 1	5.1618 9.9550	+3.24 -0.45

- 1 決定すべき真の透水係数
- 2 初期推定値
- 3 逆解析により推定した透水係数
- 4 薄層の透水係数 (層内のデータ数 3)
- 5 厚層の透水係数 (層内のデータ数 5)

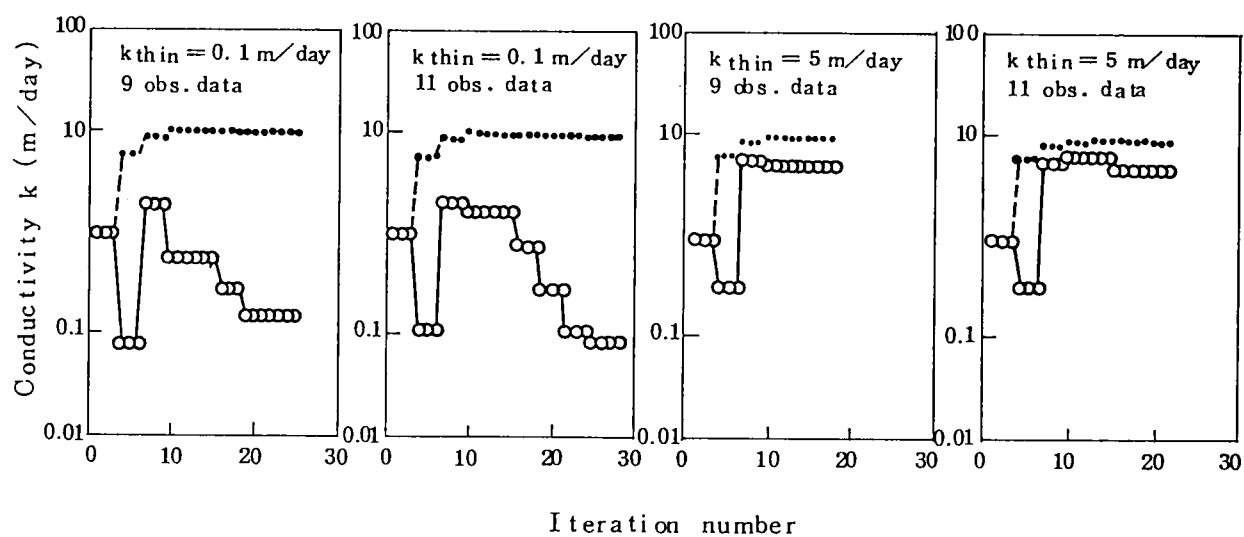


Fig. 5.14 透水係数と反復回数の関係

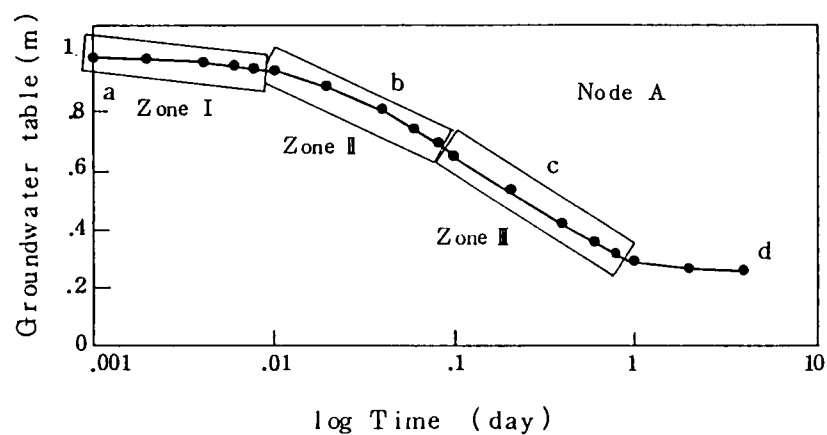


Fig. 5.15 観測点での水位と時間の関係

Table 5.7 逆解析による透水係数の推定結果

K_1 (m/day)	K_2 (m/day)	$K_{1,2}$ (m/day)	Error (%)	Iteration number
20	0.0002	19.775	-1.125	27
20	200000	19.775	-1.125	22

- 1 決定すべき真の透水係数
- 2 初期推定値
- 3 逆解析により推定した透水係数

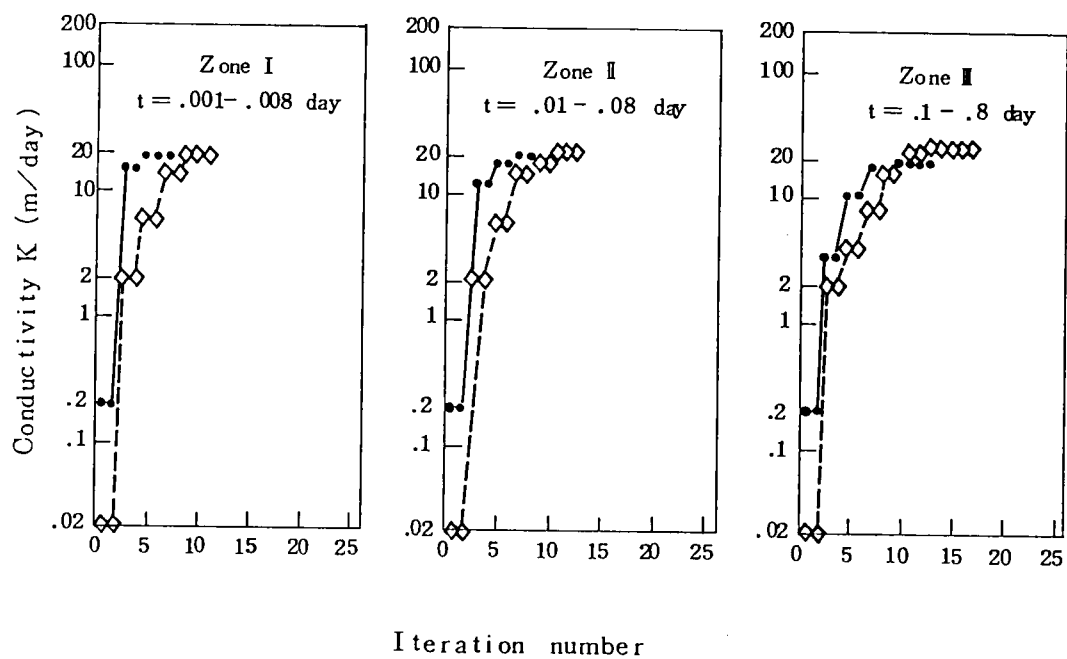


Fig. 5.16 透水係数と反復回数の関係

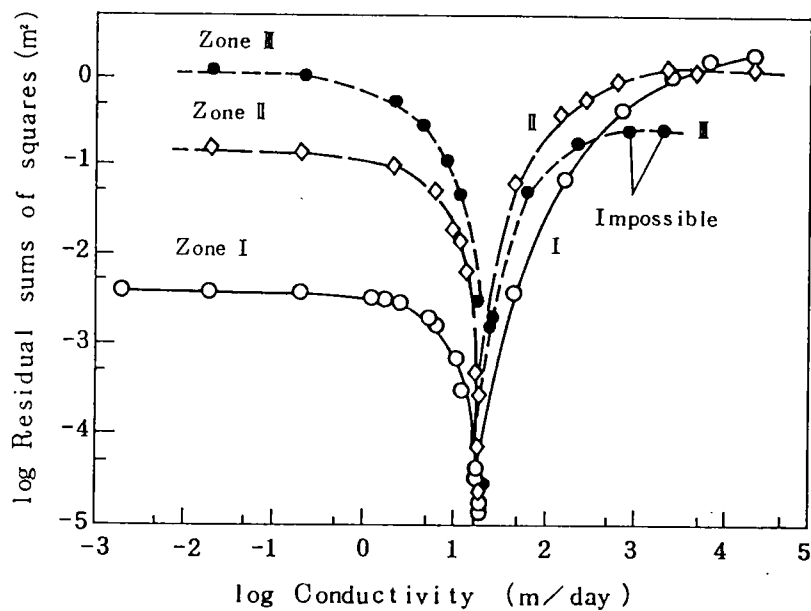


Fig. 5.17 残差平方和と透水係数の関係

かった。図中の残差平方和が一定の部分、計算水位が変化しないために生じるもので、これには二つの場合が考えられる。一方は、透水係数が大きすぎるために、その観測期間ではほぼ定常状態に達してしまって、水位が変化しない場合で、他方は透水係数が小さすぎて水位変動が伝播してこなかったため、初期水面状態から変化していない場合である。したがって、パラメータ初期値、あるいは初期値のとり方を再検討することが必要である。

(5) 三層地盤モデルでの解析例

解析にはFig. 5.18 の様な三層地盤のモデルを用いた。まず逆解析に用いる観測値を得るために、準三次元解析を行なった。モデルは、縦10m、横19mの四角形であり、各層の表面はそれぞれ上層よりTP+1m、TP-1m、TP-2mとし、不透水層をTP-6mの所に設定した。また、各層の滞水層定数は、Table 5.8 に示した透水係数を与え、貯留係数については、各層どれも等しく $S=0.05$ とした。境界条件については、境界ABは、第1層目に水面がくる様にTP+0mで固定し、境界CDは、第3層目まで水面を低下させTP-5mで固定した。境界BC、ADは不透水境界とする。以上の条件を与え、領域全体にわたり、初期水面をTP+0mで、準三次元解析を行った。観測点として選んだ3点（Fig. 5.8参照）での解析結果をFig. 5.19に示す。観測点2、3では、第1層目から第3層目までの大きな水位変化が得られている。各観測点より5個ずつ観測値を選び準三次元解析と同じ条件で、逆解析を行った。逆解析では、貯留係数を既知として、Table 5.8 に示した初期透水係数（今回、準三次元解析で用いた透水係数の10分の1とした）を用いて同定を行った。逆解析で得られた透水係数と真の透水係数（Table 5.8 参照）を比較すると、良く一致している。また、同定された透水係数での水位変化と、観測値とした水位との誤差は、1cm以下におさまっている。

(6) 実モデルでの解析例

解析を行うモデルとして、Fig. 5.20に示すように領域左側の河川と右側の山に、はさまれた平野部を選んだ。Fig. 5.20中のC点に堰を造った場合に、地下水分布がどのような影響を受けるかを、観測点A～Dの4点での地下水変化を観測し、得られたデータを用いて逆解析を行うものである。まず、観測値を得るために準三次元解析を行う。Fig. 5.21は、領域内A-A'、B-B'（Fig. 5.20参照）の断面図を示しているが、滞水層は、1層の均質な地盤で層厚が複雑に変化して

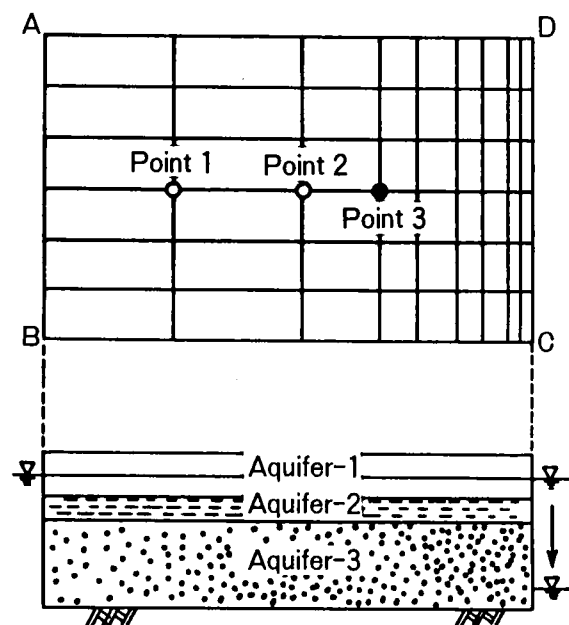


Fig. 5.18 三層地盤モデル図

Table 5.8 三層地盤モデルでの透水係数の推定

	Aquifer-1 (m/day)	Aquifer-2 (m/day)	Aquifer-3 (m/day)
準三次元解析に用いた透水係数	0.1	1.0	10.0
逆解析での初期透水係数	0.01	0.1	1.0
推定結果	0.085	1.017	10.0

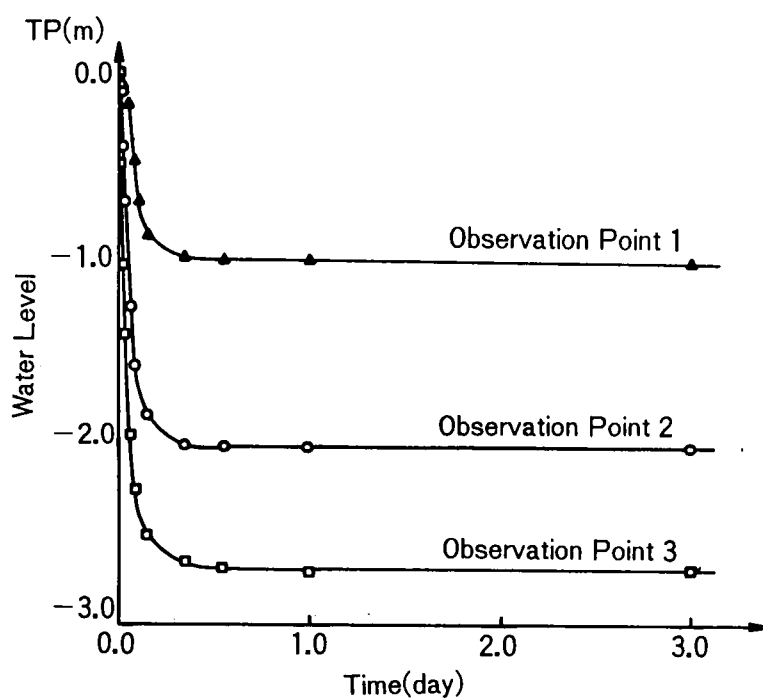


Fig. 5.19 計算水位と時間との関係

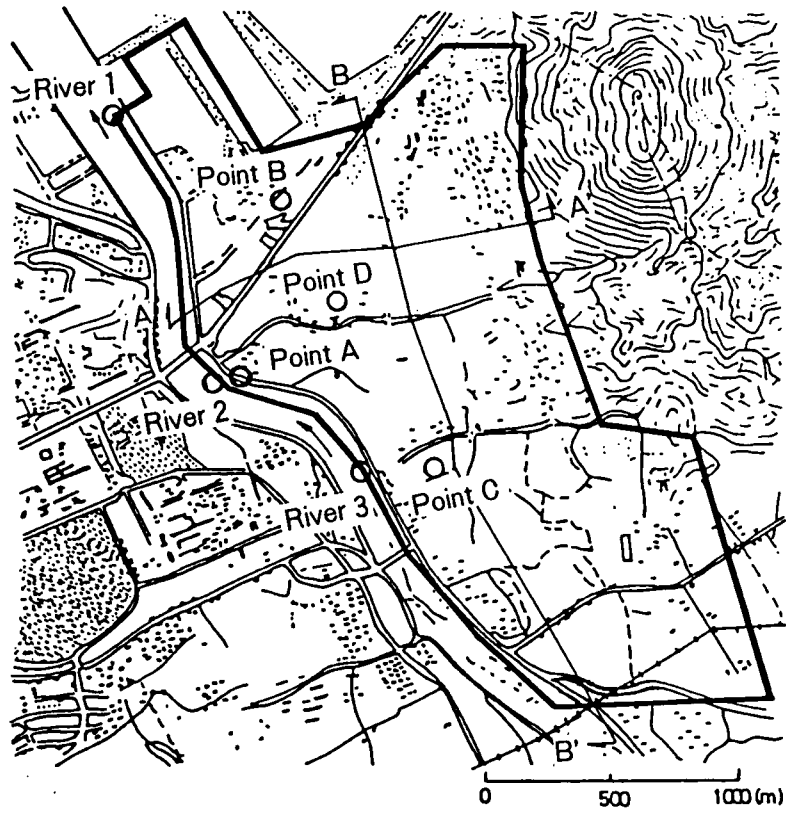


Fig. 5.20 解析領域図

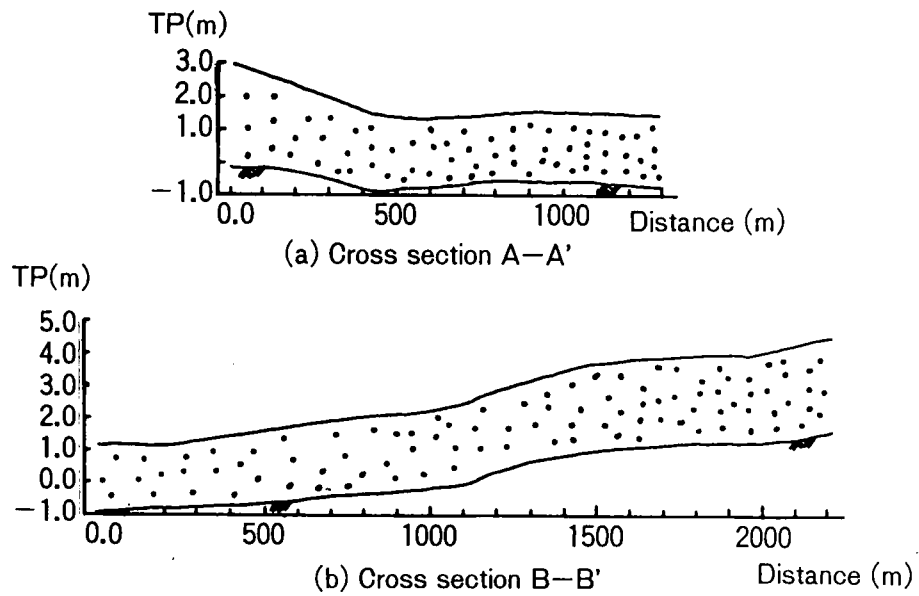


Fig. 5.21 断面図

いる。滞水層定数は、透水係数 $k = 100$ (m/day)、貯留係数 $S = 0.05$ を与えた。次に、境界条件であるが、河川に面している境界については、Fig. 5.20 に示す代表的な河川 1 ～ 3 の 3 点での水位変化を Fig. 5.22 に示す様に変化させた。解析開始 3 日後に堰が造られ河川水位が急変している。また、領域の下側については水位を初期状態で固定し、他の境界（山側および領域の上側）は、自由境界として取り扱った。このような条件のもとで準三次元解析を行い、観測点 A ～ D で得られた水位変化を Fig. 5.23 に示す。これらの値を用いて逆解析を行うのであるが、観測点 A については、河川に非常に近い場所にあり、計算水位が激しく変化しているために、逆解析用の観測値として水位変動の大きな時間を中心に選び、他の観測点では、水位変動が緩慢なために、全解析期間を通して万遍なく選択した。この様にして選ばれた観測値は、Fig. 5.23 で黒く塗りつぶしているものである。この観測値を用いて逆解析を行うが、初期透水係数として準三次元解析に用いた透水係数の 100 分の 1 である $k = 1.0$ (m/day) に設定し、貯留係数は 0.05 で既知とした。この結果をまとめたものを Table 5.9 に示すが、逆解析において良い同定結果が得られている。また、観測値と同定結果での水位変化を比較すると、その誤差は、1 cm 以下におさまっている。

Fig. 5.20 で示した領域において、各観測点（A ～ D）、河川水位変化などの実測値が得られているので、これらを用いて実測値を用いて逆解析を行う。前の例で説明した解析例と、堰の位置、境界条件などは同じであり、河川水位の変化は Fig. 5.24 に示すものを用いた。堰は、試験的に造られたものであり、解析開始 3 日後に造られ、9 日後には取り除かれている。今回は、Fig. 5.25 に示した初期水位の分布状態より水平方向に材質が変化していることも考えられるので、全領域が均質な場合（Case 1）と Fig. 5.26 に示す様に領域を 3 分割した場合（Case 2）の 2 つの場合について、逆解析を適用してみる。逆解析を行うために、Case 1 および Case 2 の全領域の初期透水係数をすべて 10.0 (m/day) とし、貯留係数は、すべて $S = 0.05$ で既知とした。この様にして得られた結果を Table 5.10 に示し、また実測値との比較を Fig. 5.27 に示す。Fig. 5.27 の実測値と計算値との比較では、Case 1 と Case 2 の間には、大きな違いは見られないが、多少 Case 2 の方が実測値に近い値であり、共に、水位変化の傾向は一致している。この領域で、過去に揚水試験が行われており、その時の結果が $k = 86.4$ (m/day) である。この

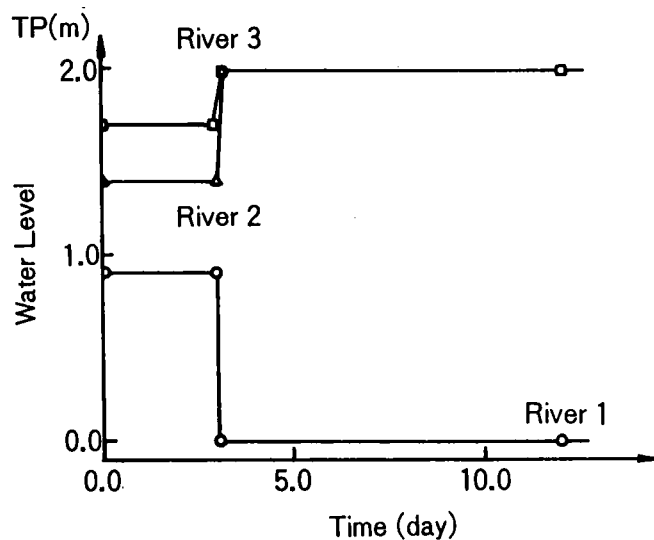


Fig. 5.22 河川水位変化

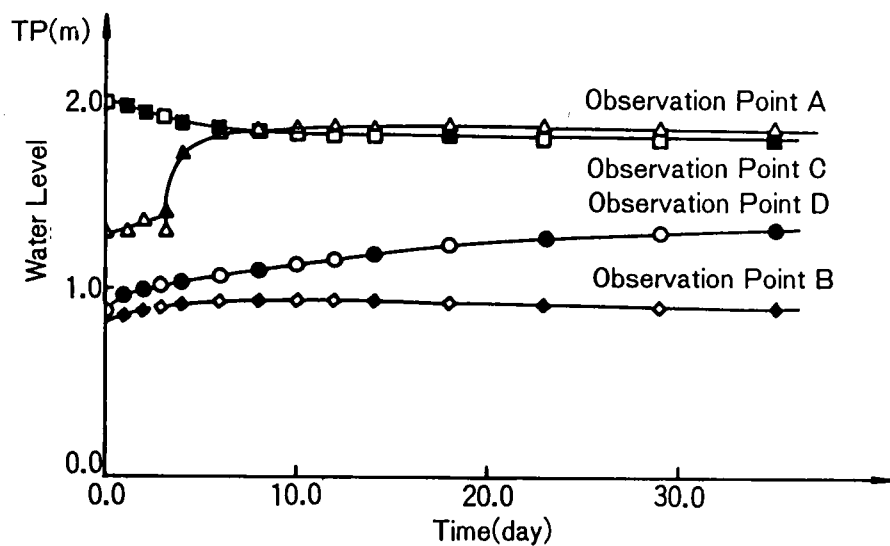


Fig. 5.23 計算水位と時間との関係

Table 5.9 実モデルでの透水係数の推定

準三次元解析に 用いた透水係数 (m/day)	逆解析での 初期透水係数 (m/day)	推定結果 (m/day)
100.0	1.0	100.26

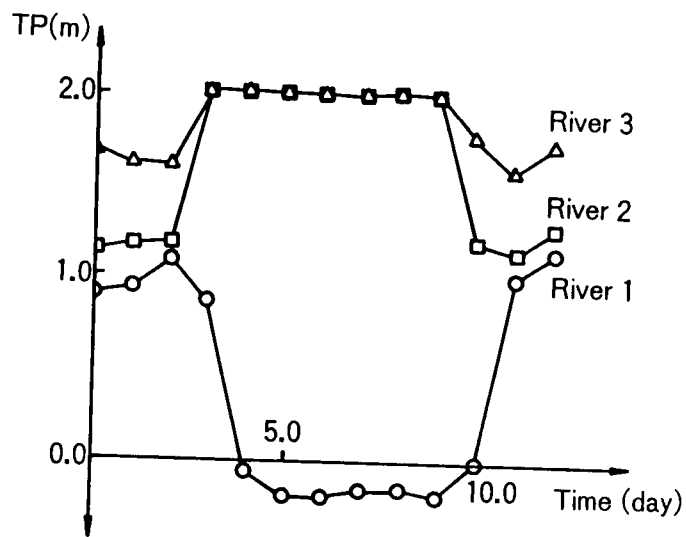


Fig. 5.24 河川水位変化

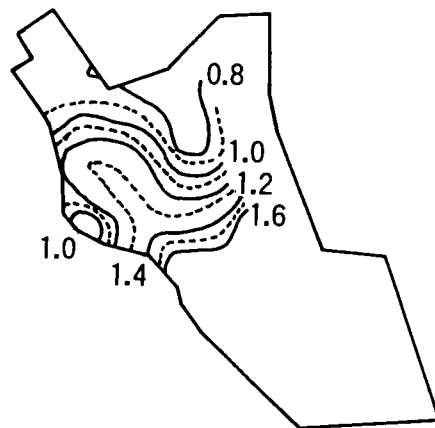


Fig. 5.25 初期水位分布 (実測値)

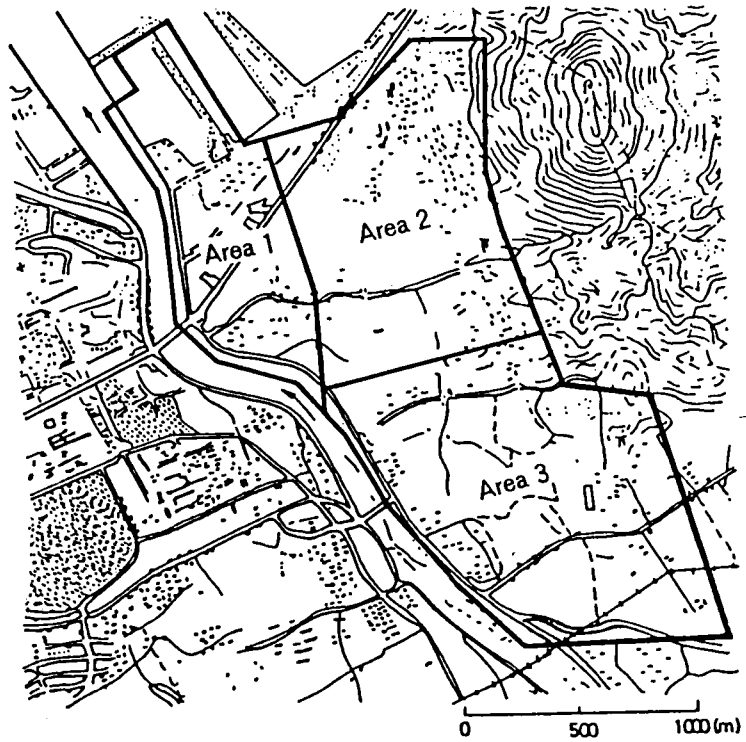


Fig. 5.26 領域分割図 (Case 2)

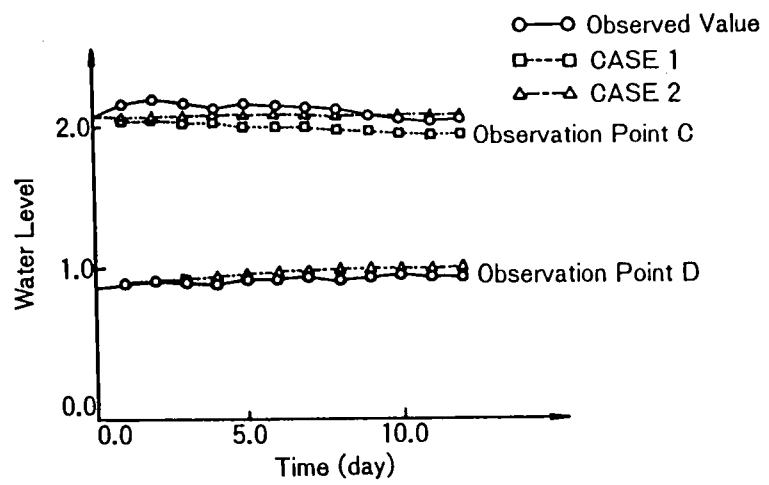
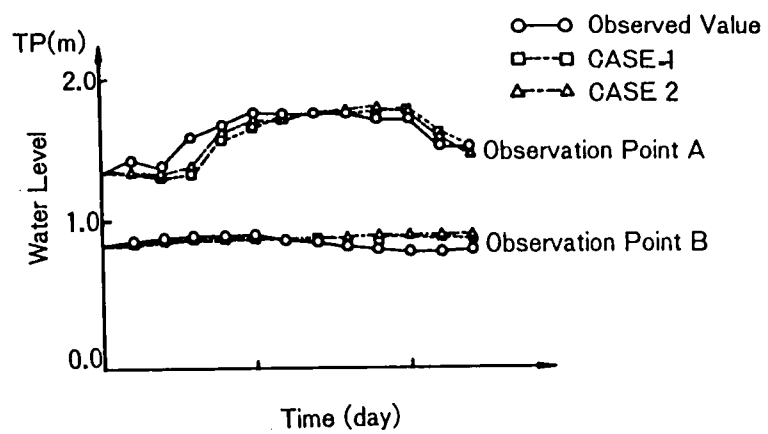


Fig. 5.27 実測値と同定結果との比較

値とTable 5.10 の同定結果を比較すると、Case 1 およびCase 2 の領域1でオーダーが一致しており、透水係数の値としては良好な結果だと思われる。しかし、Fig. 5.28 に示す地下水分布の実測値との比較では、実測値に近い結果であったCase 2でも実測値を傾向的には示しているがあまり良く一致しなかった。

その原因として次の様なことが考えられる。第1に初期条件、境界条件ならびに地盤の不均質性に関する情報が今回十分に得られなかったことによる誤差、第2に堰が数日しかないために、観測点B～Dで河川水位変動の影響が出なかったことなどである。従って今後、逆解析を行う場合、(1)初期状態の観測、(2)地層の変化も含めた境界条件の観測、(3)全ての観測点において水位変化が観測される様な大きな変動を与える、などの3点に注意して、観測する必要がある。

Table 5.10 実測値での透水係数の推定

		初期透水係数 (m/day)	推定結果 (m/day)
CASE-1		10.0	19.36
CASE-2	領域-1	10.0	27.15
	領域-2	10.0	6.61
	領域-3	10.0	1.22×10^{-6}

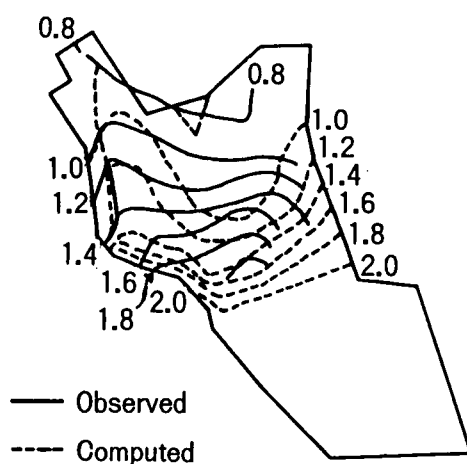


Fig. 5.28 地下水分布の実測値との比較 (Case 2)

5. 5 逆解析手法におけるモデルの最適化

(1) モデル最適化の概念

浸透流問題における逆解析では、同定する未知パラメーターによって次のように分類できる。

- a) 対象場の形状を決める幾何学的特性を同定する問題
- b) 滞水層定数（透水係数、貯留係数）を同定する問題

本研究では、これまで透水係数を同定する問題を取り扱ってきたが、幾何学的特性をも考えていくことにする。実際、広域な地下水を解析する際に、全領域を同じ透水係数を有するもの、すなわち均質として解析するには無理がある。そこで、地質調査などによる地盤の情報より、ある程度、領域を分割し対象地盤のモデル化を行い解析することによって、よりよい真の地盤の挙動把握が可能になる。このような滞水層定数を推定する前段階としてのモデル化が最適であるか否かによって逆解析された解の信頼度もおのずと異なることは当然のことである。対象地盤のモデル化、つまり対象とする地盤がいくつの領域から構成されているか、またその領域がどこで他の領域との境界をもつかを決定するのは容易なことではない。

一般に、解析モデルの組立は経験的に行われ、領域分割を細かくしたり位置をずらしたりの試行錯誤を経て満足のいくモデルを求めていくのが現状である。こうした操作を回避するにはモデルの良し悪しが選別できる効果的な基準が必要である。そこで、統計モデルの選択に有効である、赤池の情報量基準として知られているAIC (Akaike's Information Criterion) (赤池(1986))を採用する。AICは推計学で用いる尤度ならびに一番もっともらしい値をみつける最尤法の概念を利用して、

$$AIC = -2 \ln(\text{最大尤度}) + 2.0 m$$

と表されている。ここに、 m はパラメーター数である。具体的なAICの算定にはSALS (東大大型計算機センター開発) のような統計解析パッケージプログラムの利用が便利である。

AICはモデルの適切さを評価するための基準であり、AICの小さい方がモデルがよりよいと判断される。2つのモデルの間に格段の差がないときはパラメーター数の少ない方がよいものと評価される。すなわち、なるべく少数のパラメ

ーターによってモデルを表現することの重要性を示唆している。ここでは、解析対象となる地盤を適切と思われる数個のモデルで表し、そのそれぞれの地盤モデルで逆解析により透水係数を求めると同時に A I C を計算する。その中で最も小さい A I C の値を有するモデルを最適モデルと判定する（大西・東出(1985)）。

(2) 手法の検討

Fig. 5.29 に示すような滞水層を想定する。この滞水層の透水係数分布図は、Fig. 5.30 のとおりであり、それぞれの値は各節点での透水係数を表している。その要素分割平面図はFig. 5.31のようであり図中の3節点において揚水井戸を、9節点において観測井戸を設定する。ここでの境界条件は図面左側の水位が14mに固定され、その他の境界は不透水層と接しているとする。この条件のもとで揚水井戸において500 m³/dayの流量で揚水を行ったことによる地下水位の挙動から透水係数の逆解析を試みる。

この滞水層を解析する際に、すべての節点での透水係数を未知パラメータとすると未知パラメータの数が多くなりすぎて計算機の計算時間が膨大なものとなり、経済的にも不利である。この問題を解消するためには逆解析する未知パラメータの数を減らすことを考えなければならない。

そこで、全解析領域を数個のブロックに分割し、そのおのおののブロック内では透水係数は等しいものと仮定し、おのおののブロックの透水係数を未知パラメータとして逆解析することとした。こうすれば、未知パラメータの数もブロックの数と同じ数に減少する。さらに、この仮想した滞水層モデルにおいて逆解析して求まったおのおののブロックの透水係数を用いて順解析を行い、解析対象地盤での地下水位の挙動との比較を行って分割モデルの精度を検討する。ここで、その仮想滞水層モデルを作る際の領域の分割方法が問題となるが、透水係数の値に大差ない領域を1つのブロックにまとめるという常識的な方法で、ここでの滞水層モデルを解析する。

まず始めに、この滞水層を均質と考え（滞水層モデル-1）、全解析領域が同じ透水係数を有するものと仮定する。したがって、求める未知パラメータは全領域の透水係数1個である。逆解析して求まった結果がTable 5.11であり、設定した地盤の透水係数の平均値（14 m/d）に非常に近い値となっていることがわかる。

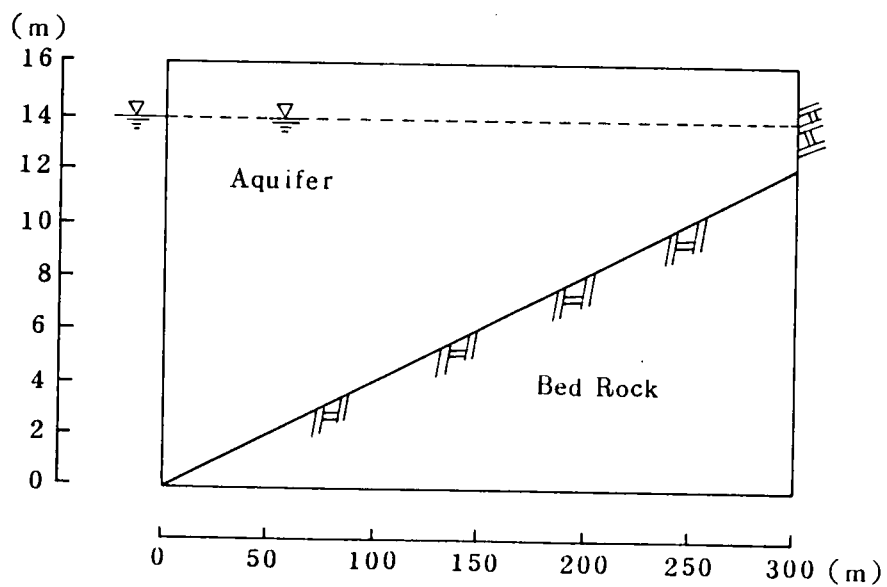


Fig. 5.29 滯水層断面图

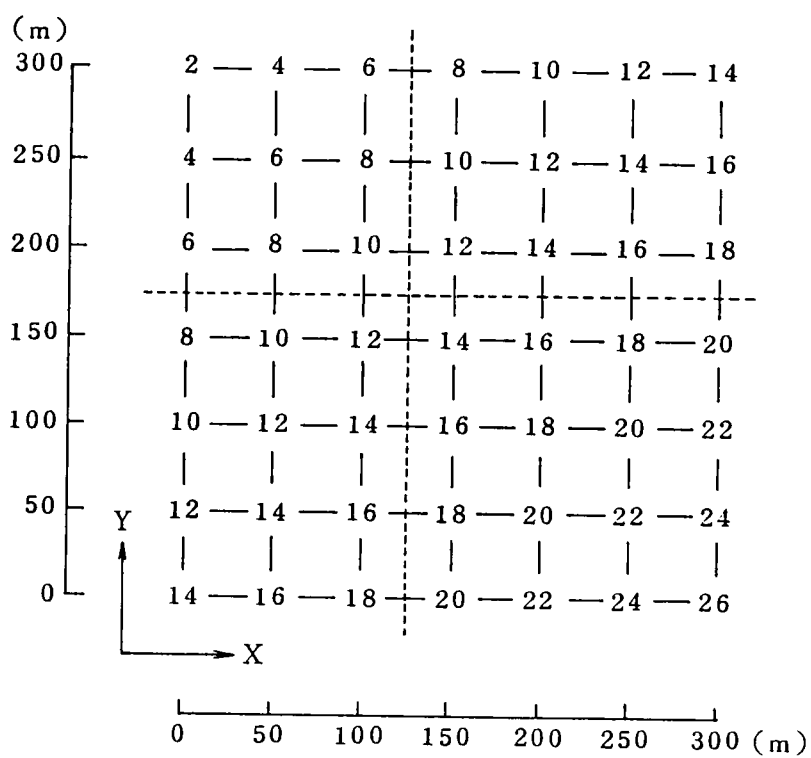


Fig. 5.30 透水係数分布图 (单位: m/day)

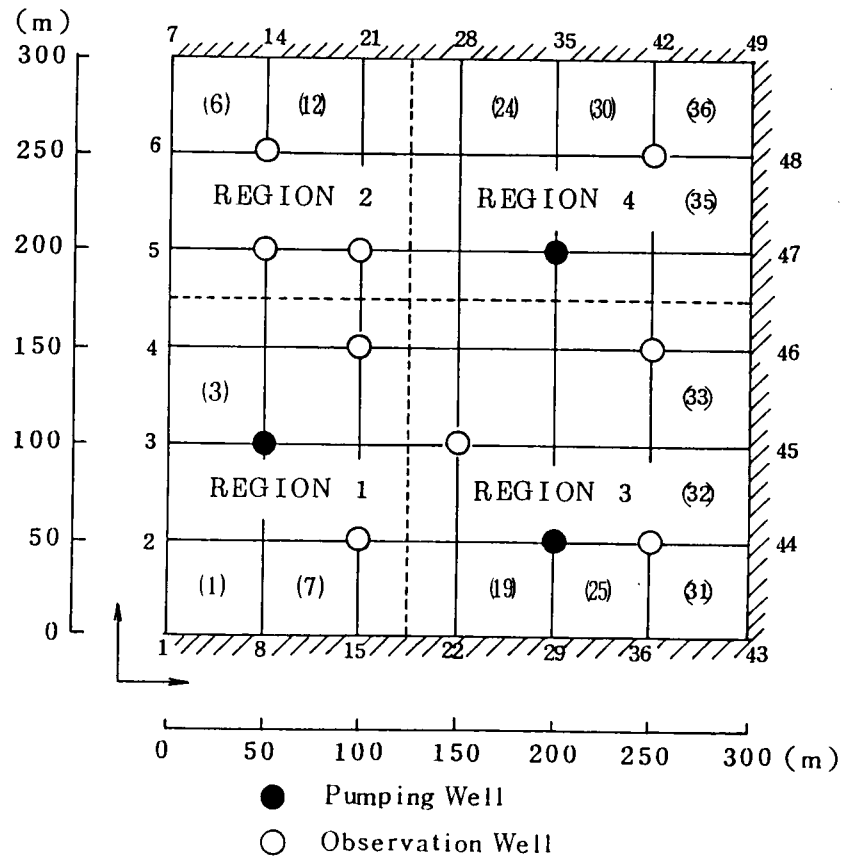


Fig. 5.31 要素平面分割図

Table 5.11 解析対象領域を均質とした場合の逆解析結果

Permeability (m/d)		AIC
Initial Value	Analyzed Value	
20.0	13.1427	1.6650×10^3
100.0	13.1178	1.6649×10^3

解析地盤での水位変化と、全領域が均質と考えて逆解析して求めた透水係数の値を用いて順解析した場合の水位変化を比較したのがFig. 5.32である。横軸に時間、縦軸に水頭の値をとってあり、節点30、33での結果を載せてある。全節点の中には節点30のように比較的違いがみられる節点もあれば、節点33のようにほとんど違いが認められない節点もある。全体として、この均質滞水層モデルでは平均的には設定した地盤の水位挙動をかなりよく追えている結果を得ている。

次に、滞水層を人為的に、透水係数の値が近い領域が同じブロック内に入るように4つの領域に分割した境界がFig. 5.30, 5.31の破線である。この滞水層モデル-2では未知パラメーターは4つの領域での透水係数となる。解析結果をTable 5.12に示す。ここで求められた各ブロックの透水係数の値は、それぞれのブロック領域での透水係数の平均値に非常に近い値となっている。この値を用いて順解析した場合と解析地盤での実際の水位変化の比較をFig. 5.32に示す。設定地盤とモデル地盤との間に最も違いがみられる節点は節点30、33であり、その他の節点ではこのモデルでは最終定常状態に至るまでほとんど違いがみられなかった。

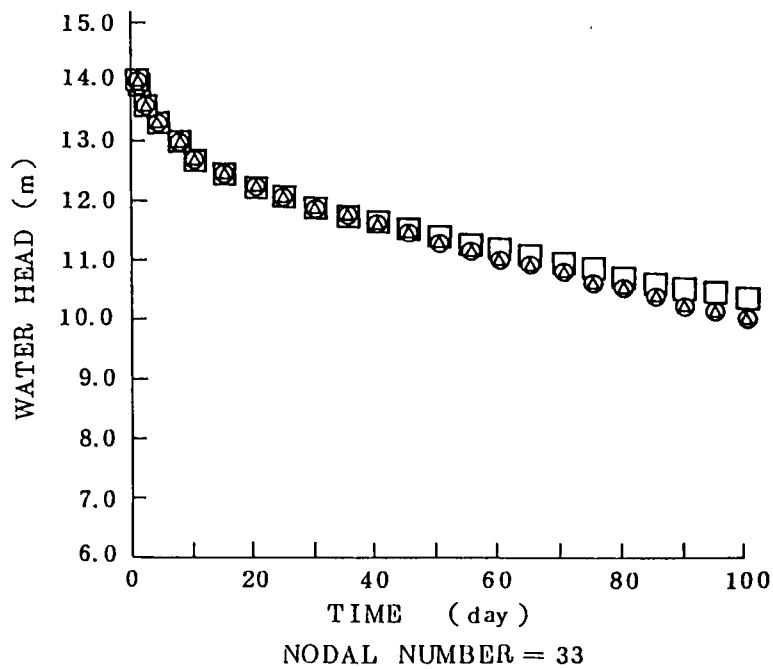
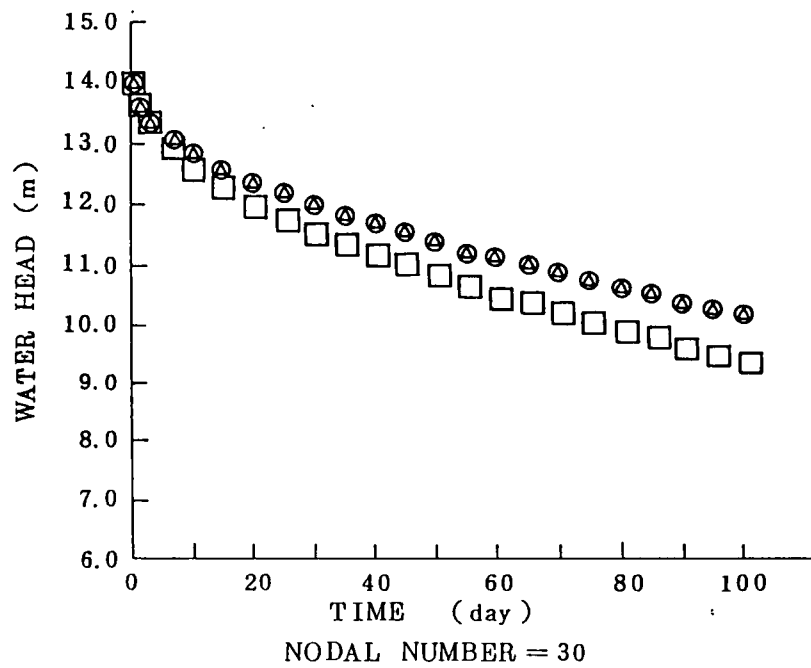
ここであらためて、AICの立場から滞水層モデル-1と2の比較検討を試みる。Table 5.11, 5.12からもわかるようにモデル2の方がAICが小さい値となっており、観測値の適合度合はモデル2の方が優れているといえる。このことはFig. 5.32をみれば明らかである。

以上の結果より、この解析例においては領域を細かく分割した方がよりよい近似モデルが得られるといえる。ただし、ここでは人為的に領域を分割しているので、より一般的な結論を導出するためには、客観的分割法によるモデルに対する解析例が必要であると考え、以下に示す方法を提案する。

5.6 水位等高線による領域分割

(1) 領域分割方法

透水係数の異なる領域間の境界では定常状態において動水勾配が急に变化する。そこで、その動水勾配の変曲点を、実際の現場においては不可欠な水位等高線図から判断し、ブロック分割することを試みる。つまり広域地盤をほぼ等しい透水係数を有すると考えられるいくつかのブロックに分割し地盤モデルを想定する。それぞれのブロック内では同じ透水係数としてブロックごとの透水係数を逆解析



○ True Aquifer
 □ Model 1
 △ Model 2

Fig. 5.32 解析地盤と滞水層モデルとの水位変化比較図

Table 5.12 解析対象領域を4領域に分割した場合の逆解析結果

REGION	Permeability (m/d)		AIC
	Mean Value	Analyzed Value	
REGION 1	13.0	13.0720	1.4344×10^4
REGION 2	6.0	5.34595	
REGION 3	20.0	19.4343	
REGION 4	13.0	11.5020	

して求める。この地盤モデルにおいて逆解析して得られた透水係数の値を用いて順解析し、解析地盤での水位挙動を表現可能か否かを検討する。複雑な解析地盤を独立した透水性をもついくつかのブロックの集合した地盤で浸透流の挙動を表現することが最終目的である。

(2) 手法の検討

Fig. 5.33に示すような滞水層を想定し、その要素分割平面図をFig. 5.34に示す。ここでの境界条件は、y座標が300mでのA地域とx座標が300mでのB地域の2つの境界がともに水位10mに固定され、その他の境界を不透水としたものである。この条件のもとで $t=0$ にA境界の水位が2m上昇した場合の滞水層内の水位挙動を考える。ただし、解析地盤の領域がFig. 5.35に示されているように分割されているものとし、それぞれの領域の滞水層定数は以下のものであるとする。

領域1 透水係数 = 10.0 m/day

領域2 透水係数 = 100.0 m/day

領域3 透水係数 = 1.0 m/day

領域4 透水係数 = 10.0 m/day

まず最初の滞水層モデルとして、この滞水層を領域分割せずに全領域が均質であるとして観測井戸での非定常時の水位より逆解析する。その結果がTable 5.13のCase Aである。その際の透水係数の初期値は50.0 m/dayにした。求められた透水係数の値はどの領域の透水係数の値よりも大きい。

次の滞水層モデルとして、定常状態での水位から領域分割したものを考える。対象地盤において縦横25mおきに水頭の値を観測して、その観測値をもとにして等水位線を描かせたものがFig. 5.36である。この図をもとに、動水勾配の急激に変化する点を連ねて領域分割するとすれば、滞水層モデルも設定した解析地盤とほぼ同じようにFig. 5.35のように作成できる。このモデルを用いて逆解析を試みる。この解析例での未知パラメーターである透水係数Kの初期値は以下の値を用いた。

領域1 透水係数 = 12.0 m/day

領域2 透水係数 = 120.0 m/day

領域3 透水係数 = 5.0 m/day

領域4 透水係数 = 12.0 m/day

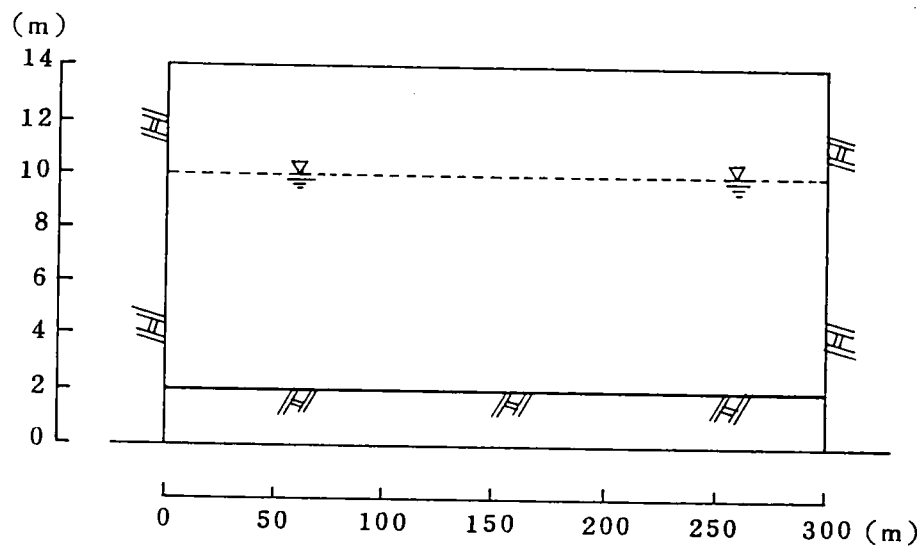


Fig. 5.33 滯水層断面图

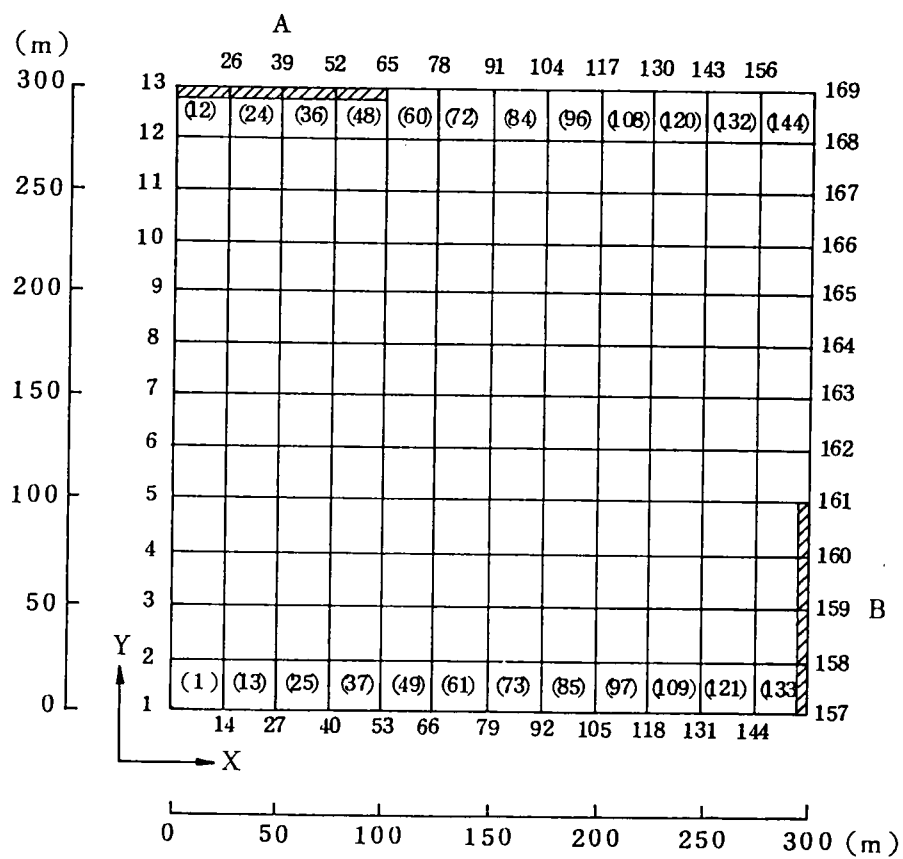


Fig. 5.34 要素平面分割图

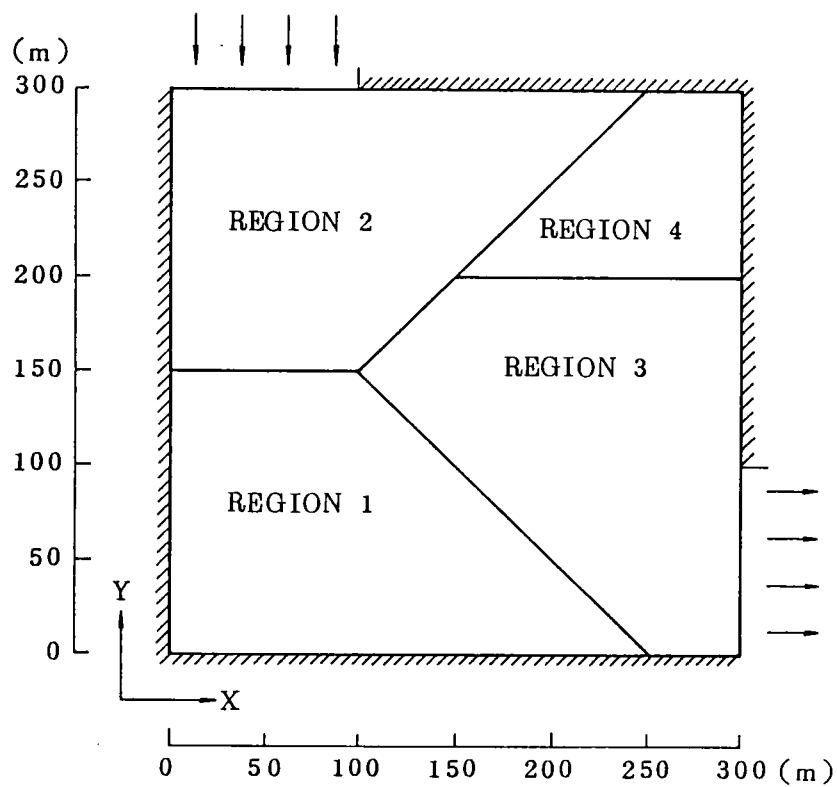


Fig. 5.35 解析例-2での真の滞水層領域図

Table 5.13 逆解析結果

Case	Observation Well		Analyzed Permeability (m/d)	AIC
	Total	Node Number		
A	12	1,3,9,33,37, 61,105,109, 113,117,165, 169	106.492	172.15
B	12	1,3,9,33,37, 61,105,109, 113,117,165, 169	Reg.1 9.9918 Reg.2 99.7879 Reg.3 0.9997 Reg.4 9.9738	-610.26
C	12	1,3,9,33,37, 61,105,109, 113,117,165, 169	Reg.1 19.6842 Reg.2 105.315 Reg.3 2.4356 Reg.4 79.1987	-27.27
D	12	1,4,10,43,49, 79,85,91,121, 124,163,169	Reg.1 12.3495 Reg.2 110.935 Reg.3 1.8464 Reg.4 20.0278	-112.99

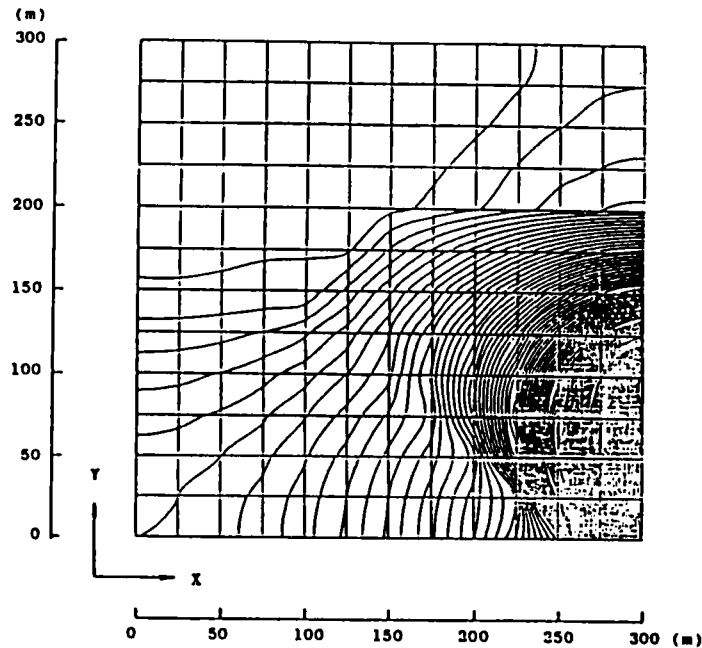


Fig. 5.36 水位等高線コンター図
(25mおきの観測データ)

その解析結果がTable 5.13のCase Bである。どのブロック領域の透水係数も精度よく求まっている。現実の地盤で分かれている領域が正確に推定できれば求まる解の精度も非常によい。

a) 滞水層モデル-1

実際の現場においてはこのように密に水頭の値を観測することは困難である。そこで、水頭を観測する位置を100mおきにした場合のデータから領域を分割することを考える。このときの水頭観測節点をFig. 5.38中に示してある。ただし、節点13, 65, 157, 161は水位固定節点なので観測節点にはしていない。この節点での水頭の値をもとにして水位等高線図を描かせるとFig. 5.37のようになる。これをもとに領域の境界を判断させた図がFig. 5.38である。ただし、図中の破線は設定した解析地盤での領域間の真の境界を表す。この図よりほぼ解析対象地盤に近い領域に分割できたものと判断できる。そこで、この滞水層モデルを使って逆解析を行うことにする。その結果をTable 5.13のCase Cに示す。均質な仮想滞水層モデルとした場合よりもCase CでのA I Cの値がかなり小さくなっておりモデルとしての精度がよくなっていると考えられる。

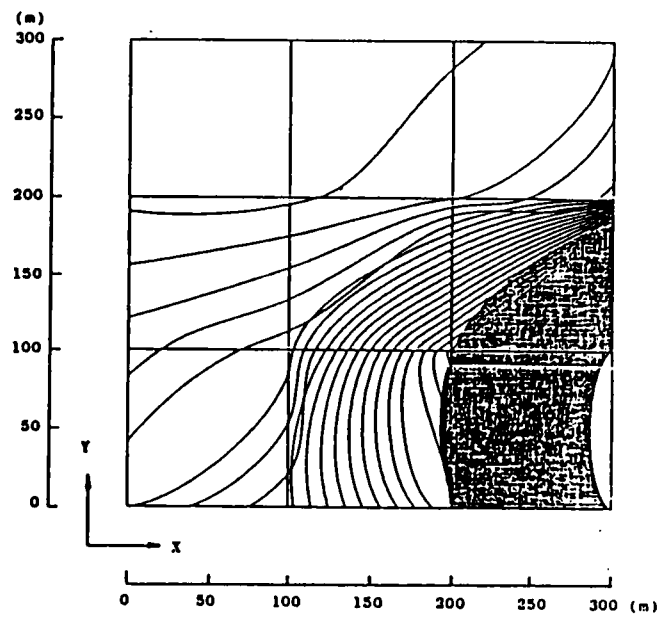


Fig. 5.37 水位等高線コンター図
(100mおきの観測データ)

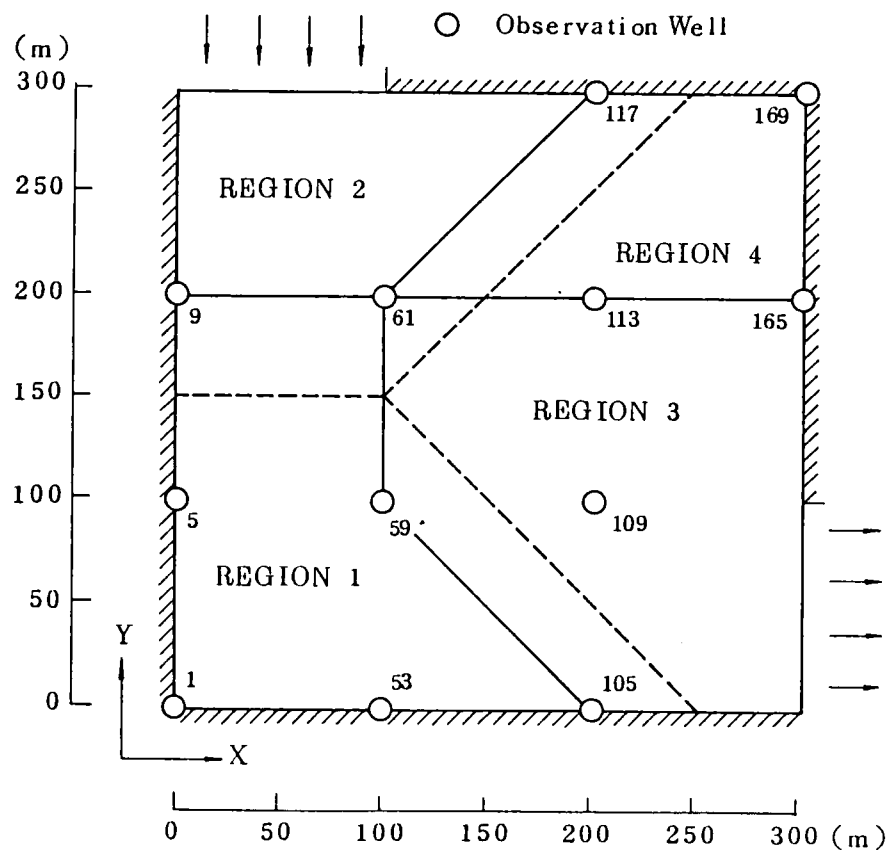


Fig. 5.38 仮想滞水層モデル-1

b) 滞水層モデル－2

次に全節でのモデル1よりもよい領域分割を行うという目的で75mおきの観測データを用いた。水位等高線コンター図はFig. 5.39で、これより判断し領域を分割した図がFig. 5.40である。モデル1よりも解析対象地盤に近づいたことがわかる。

このモデルでは、水位を観測する節点が計21個あるけれども、モデル－1とのA I Cの比較を容易にするために観測データ数を12個にし逆解析を試みる。その結果がTable 5.13のCase Dである。均質滞水層モデルや滞水層モデル－1よりもA I Cの値も小さくなっている。

c) 各解析結果の比較

全領域を均質としたCase Aと、100mおきの水位観測データによる滞水層モデル－1のCase Cと75mおきのデータによる滞水層モデル－2のCase Dとを比較する。3つの場合とも観測データ数は等しく、A I Cの値を比較するとCase Dが最も優れていると思われる。

そこで、逆解析された透水係数の値を用いてそれぞれのモデルで順解析したときの水位変化と設定した解析地盤での水位変化を比較したのがFig. 5.41である。ここには、節点5, 109, 113での水位変化を示す。その他の節点についてもいえることはCase Aのモデルでは満足に解析地盤の水位挙動を追跡しているとはとてもいえない。またCase CとCase DではCase Cの方が節点113のようによく挙動を再現できている節点もあるけれども、全体的にみれば、やはりCase Dの方が優れているという水位変化状況が得られた。

以上の結果より、この解析例において提案した領域分割方法を用いることにより、しかも水頭の観測データが多ければ多いほど真の透水層をよくシミュレートできることがいえる。ただし、この方法が絶対的なものと考えずに、ボーリングなどの地質調査によって得られた地質状況を加味したうえでこの方法を用いることによって、より適切に現実の地盤のモデル化を行うのが望ましい。

5. 7 まとめ

逆解析手法により滞水層定数の推定を試みるため、従来の有限要素法による浸透流解析と数理計画法でよく使われている非線形最小二乗法とを組み合わせた間

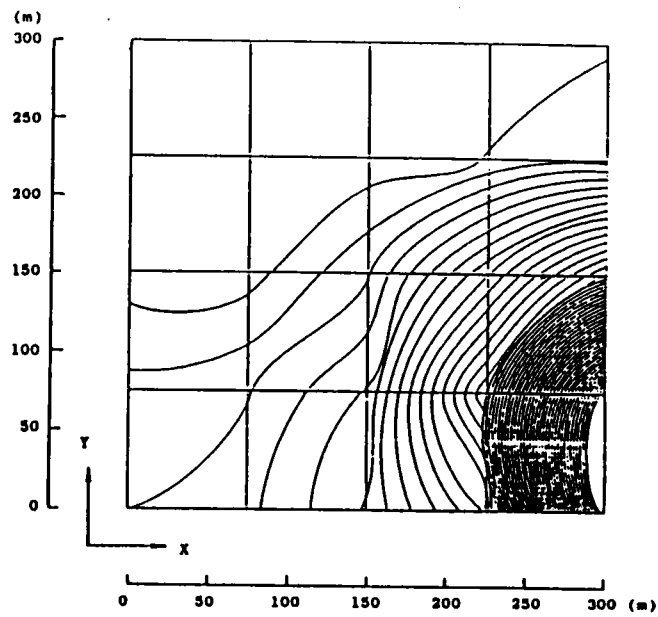


Fig. 5.39 水位等高線コンター図
(75mおきの観測データ)

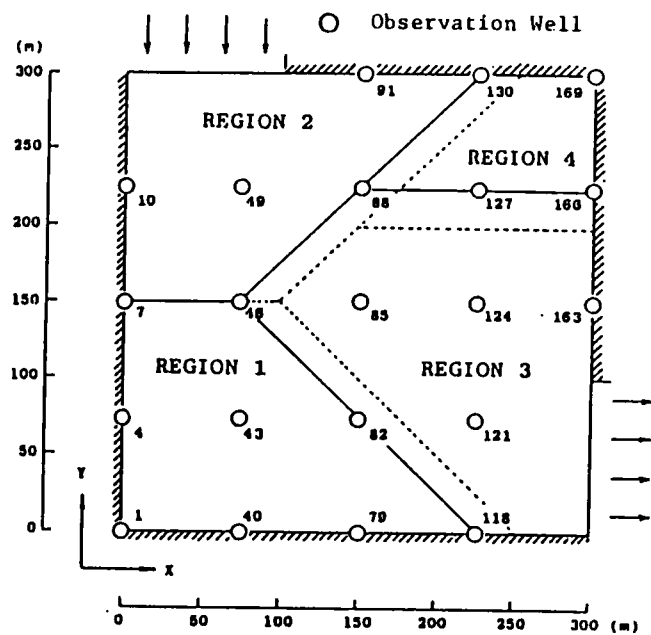


Fig. 5.40 仮想滞水層モデル-2

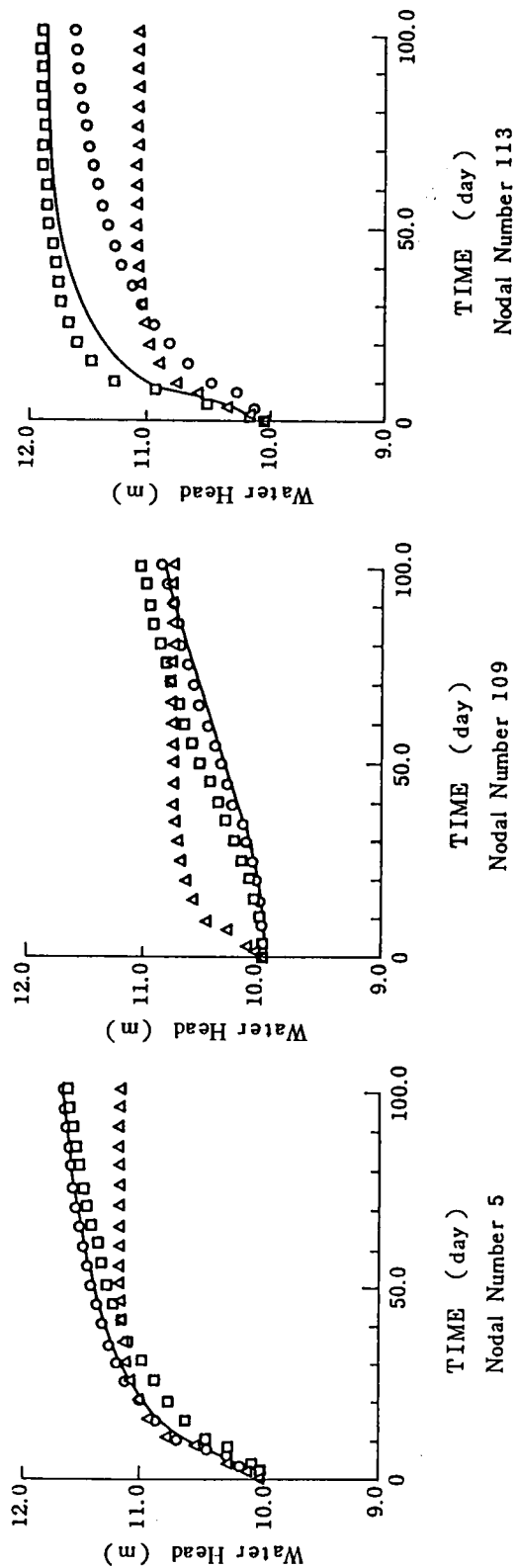


Fig. 5.41

真の滞水層と仮想滞水層との水位変化比較

- 真の滞水層での水位挙動
- △ 仮想均質滞水層モデルでの水位挙動
- 領域分割による仮想滞水層モデル-1での水位挙動
- 領域分割による仮想滞水層モデル-2での水位挙動

接法による逆解析手法を開発した。有限要素法の部分は準三次元浸透流解析であり、非定常状態の観測データを効果的に用いてパラメータの推定を行い、妥当な結果が得られた。

また、実際の複雑な地盤を全領域が均質と仮定し、浸透流計算を実施することには無理があることが多いため、定常時の水位勾配変化より対象地盤の幾何学的特性を考えて地盤をモデル化し、逆解析を併用することにより対象地盤の水位挙動を表現可能かどうかを検討した。

検討の結果得られた知見を次のように要約する。

1) 均質単一層の地盤の透水係数を推定するのに、真値の10分の1の初期値をもつ水平な多層に分割して行なったところ、全ての層において十分な精度で真の値を逆算することができた。つまり、多層の滞水層定数が無理なく推定できることが判明した。ただし、この場合各層とも層内にわずか3点の観測水位が存在するように仮定したときのもので、観測値を増せばさらに推定が容易になる。多層のパラメータを逆算する場合には、少なくとも一つの層内に一点の観測水位が存在するように観測時間を選ぶ必要がある。

2) 滞水層内に夾在する薄層の透水係数 K は、その K が上下層に比べてかなり大きい場合には、真の値が精度よく求まる。しかし、上下層に比べてかなり小さい場合には、推定の精度が悪い。その場合には、薄層内に多くの観測水位が位置するように観測時間を選べば精度よく K を決定することができた。

3) 観測値の選び方によって、残差平方和と透水係数の関係はかなり異なって現われる。一般に、最もよく観測値を説明できるパラメータのところで残差平方和は極小値を示し、パラメータがその値より遠ざかるにつれて、一定の値を示すようになる。この残差平方和が一定値を示す部分の滞水層定数を初期パラメータ推定値に選んだ場合、最適値を推定することができなくなる。

4) 本研究で用いた領域分割方法によって地盤を数個のブロックに分けることにより対象地盤をモデル化できること、不均質地盤でも逆解析により透水係数の推定が可能であること、これらの方法を組み合わせると効果的に水位変動の挙動が追跡できることが判明した。ただし、水頭のデータの必要数などにまだまだ不明確な点も多く、それらを明確にすることが今後の課題である。

第 5 章 参 考 文 献

- 赤池弘次(1976): 情報量基準 A I C とは何か — その意味と将来への展望、数理科学、No.153, pp.5-11.
- Frind, E.O. & G.F.Pinder(1973): Galerkin Solution of the Inverse Problem for Aquifer Transmissivity, Water Resour. Res., Vol.9, No.5, pp.1397-1410.
- 藤縄克之・丸山利輔・三野 徹(1978): 地下水流動モデルにおけるシステムパラメーターの同定について、農業土木学会論文集、第74号、pp.47-52
- 河野伊一郎・西垣 誠(1982): 有限要素法による広域地下水の準三次元浸透解析 — その手法とプログラム解説 —、岡山大学工学部土木工学教室。
- 高坂信章・河野伊一郎・西垣 誠(1982): 有限要素法による広域地下水の準三次元浸透解析、第37回土木学会年次学術講演概要、pp.531~532.
- 中川 徹・小柳義夫(1982): 最小二乗法による実験データ解析プログラム S A L S、東京大学出版会、pp.95~110.
- 中屋真司・大西有三・西垣 誠・岸本英明(1985): F E M による準三次元地下水逆解析手法の開発、原位置透水試験および地下水調査に関するシンポジウム発表論文集、土質工学会、pp.139~146.
- Neuman, S.P.(1980): A Statistical Approach to the Inverse Problem of Aquifer Hydrology, 3. Improved Solution Method and Added Perspective. Water Resour. Res., 16-2, pp.331~346.
- Neuman, S.P., G.E.Fogg and E.A.Jacobson(1980): A Statistical Approach to the Inverse Problem of Aquifer Hydrology, 2. Case Study. Water Resour. Res., 16-1, pp.33~58.
- Neuman, S.P. and Yakowitz, S.(1979): A Statistical Approach to the Inverse Problem of Aquifer Hydrology, 1. Theory, WRR, 15-4, pp.845~860.
- 大西有三・東出明宏(1985): 不均質岩盤の弾性定数と幾何学的特性の同定に関する基礎的研究、土木学会論文集、第 358号、pp.93~101.

大西有三・井尻裕二(1984): 平面問題における滯水層定数の逆算について、第19
回土質工学研究発表会論文報告集、pp.1361~1364.

大西有三・井尻裕二(1986): 不均質地盤における浸透流の逆問題解析手法に関する基礎的研究、土木学会論文集、376/III-6.

第 6 章

不連続性体としての岩盤浸透流解析

岩盤の中に存在する複雑な割れ目のネットワークの幾何学的特性が既知であると仮定した上で、離散化した形でモデル化（決定論的アプローチ）し、剛体岩盤中の浸透流挙動を有限要素法で解析する方法を示す。また、岩盤内割れ目の幾何学的情報を統計処理し、等価な岩盤透水係数を算出する方法（確率・統計的アプローチ）についても述べる。

6. 1 はじめに

不連続性岩盤においては、その透水性は、岩石そのものより数オーダー大きいといわれている。通常の岩石では透水係数は $10^{-6} \sim 10^{-12}$ cm/secであり、岩盤は $10^{-5} \sim 10^{-3}$ cm/sec以上の値を示す。また岩盤内の水の貯留は、おもに不連続な部分、割れ目やき裂などによると考えられるため、不連続性岩盤での不連続面内の水の挙動を知ることは、きわめて有意義であることは言うまでもない。

ところが、岩盤の複雑な不連続性を十分に考慮して解析できるだけの手段がなかなか開発されず、割れ目が離散化されているという事実に基づいたさまざまな離散化モデルが提案されてきた。Ollos(1963)はビニールパイプを直交させたシステムをつくり、地下水の挙動実験を行なった。Huskey・Crawford(1967)は銅線をつなぎ合わせて割れ目ネットワークをつくり、電気アナログモデルとして利用した。Wittke(1970)は電気抵抗器を多数用いて、簡単な実験装置として今日によく知られている電気アナログネットワークを考案して、岩盤浸透流の解析に適用した。Hudson and La Ponte (1980)はコンピュータで作成したランダムな割れ目パターンを電気回路を作るように配線プリントして電気アナログモデルとして使う方法を提案した。また、岩盤の割れ目ネットワークを電気回路に置き換えて岩盤内の浸透問題を数値的に解く試みも幾つかなされている(Parsons, 1965, Louis, 1969)。Castillo(1972)は規則的な割れ目パターンでの定常浸透問題を繰り返して

計算法と直接解法を組み合わせ用い、割れ目の粗度や乱流のような非線形の問題へのアプローチを試みた。

岩盤の割れ目ネットワーク解析に有限要素法を適用したのはWittke(1970)であり、きわめて簡単な定常3次元問題を解いて実験と比較した。任意形状の割れ目ネットワーク形状の透水問題を2次元で解いたのはWilson・Witherspoon(1970)と彼らのグループである。一般解法としての有限要素法の登場で彼らも含めて、不連続性岩盤の水理学的解析を行うにあたって、不連続面内の水の流れをモデル化する研究が始められたが、その最初のものが平行板モデルである。これは独立した不連続面内の流れとして2枚の平板の間を流れる非圧縮性流体を仮定したもので、このモデルは、有限要素法による不連続性岩盤の数値解析の基礎になっている。

ランダム割れ目ネットワークの浸透流解析をさらに発展させたのがLongら(1982)の仕事で、任意幾何学的割れ目分布形状をもつ岩盤の等価透水係数を数値解析的に求める方法を提案した。一方、Priest・Samaniego(1983)は計算機の大きさに制限される直接解析法に代わって、リラクゼーション法を用いて大容量問題を取り扱う同様の方法を示した。これらの方法はすべて定常浸透流解析で、間隙水圧や地下水表面形の時間的な変化を考慮していない。

有限要素法による2次元解析は複雑な割れ目のネットワーク解析に威力を発揮し、岩盤内のポテンシャル分布や流出・流入量を推定するのに利用されている。こうした方法は、基本的には決定的論(deterministic)手法と呼ばれる。すなわち、この手法では、解析領域内にある岩盤の中の割れ目の大きさ、位置、方向、形状はすべて既知であるものと仮定し、それらの割れ目を有限要素法その他の方法でモデル化して解析する。この手法は精度が良く、解析も比較的容易で、内容も理解し易いが、入力データの質、すなわち不連続面を含む岩盤のモデル化の精度に大きく依存して解の信頼性が変動する。言い換えれば、どれだけ良質のデータが不連続面の調査から得られるかに解析の精度がかかっているといっても過言ではない。

ところが、こうした動向に呼応して、より正確な解析を行うために、3次元解析への要求が出されたが、計算時間の増大、岩盤割れ目モデル構築の困難さから、研究は始まったばかりでまだ途上にある。

一方、割れ目の多い岩盤では、個々の割れ目を調べて解析で考慮する代わりに割れ目の集合を等価な連続体に置き換え、その岩盤の等価透水係数を用いて連続体解析を行うという、従来の経験的置き換え法より一步進んだ解析の考えが出現してきた。統計論的手法と呼ばれる方法である。

本章では、不連続性岩盤に対する解析的アプローチとして、はじめに決定論的手法について説明し、続いて統計論的手法について、そしてそれらの適用性について述べる。

6. 2 単一割れ目内の流れ

不連続性岩盤内の割れ目は網の目のように広がり、ネットワークを形成しているが、基本的には単一割れ目が多く複合したものと考え、まず単一割れ目内の流体の挙動を検討する。

独立した割れ目を表現するモデルとして、パイプや平行な2枚の板を考え、その中の流体の動きを数学的に表現することが行なわれる。通常二次元問題では平行2枚板モデルが用いられる。

6.2.1 割れ目内の流れ

割れ目内の流れは、平行な板の間の流れと仮定する。そのような流れには、レイノルズ数と相対粗度に依存する層流と乱流があり、ここではレイノルズ数だけに依存する層流を考え、Navier Stokesの方程式によって近似される非圧縮性粘性流体を考える。

Fig. 6.1に示す割れ目内の流れの単位時間あたりの体積変化は次式で表わされる。

$$\theta = \frac{\partial v_x}{\partial x} + \frac{\partial v_y}{\partial y} + \frac{\partial v_z}{\partial z} \quad (6-1)$$

ここに、 v_x 、 v_y 、 v_z ：x、y、z方向の流速
定常流を仮定すると、

$$\frac{\partial v_x}{\partial x} = \frac{\partial v_y}{\partial y} = v_x = 0$$

となり、式(6-1)は、 $\theta = 0$ となる。

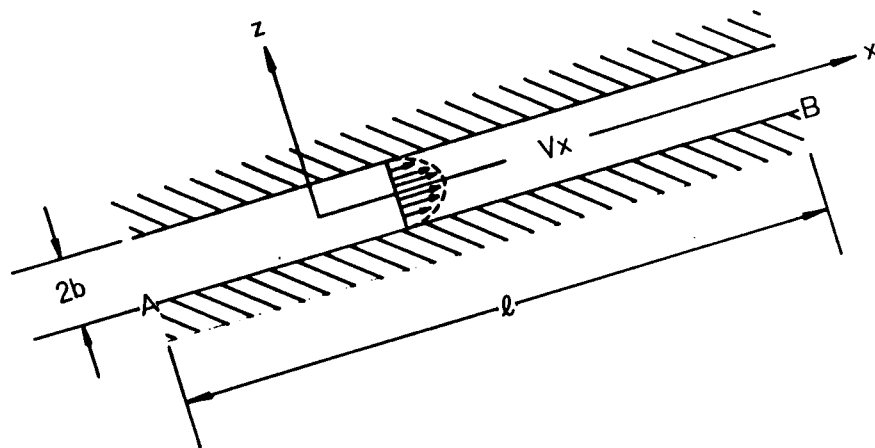


Fig. 6.1 単一割れ目の流れモデル

Fig. 6.1に示す厚さ Δz 、長さ ℓ の薄い流体の層を考えると、上下底の表面に沿う摩擦力の微分は次式になる。

$$dF = -\frac{\partial}{\partial z} \left(\mu \frac{\partial v_x}{\partial z} \right) \Delta z \quad (6-2)$$

ここに、 ℓ : 割れ目の長さ

μ : 粘性係数

定常流では、 dF は ℓ に沿う圧力を微分して得られる力に等しく、向きは反対である。また、板の上の任意の点に置ける圧力 P_{xx} は、流れの方向に垂直であり次式で表わされる。

$$P_{xx} = -P - \frac{2}{3} \mu \theta + 2 \mu \frac{\partial v_x}{\partial x} \quad (6-3)$$

ここに、 P : 板の上の平均圧力

今、 $\theta = \frac{\partial v_x}{\partial x} = 0$ より、

$$P_{xx} = -P \quad (6-4)$$

したがって流体の薄い層の縁に作用する圧力は次式となる。

$$\begin{aligned} P_{xx} \big|_A &= -P_A \\ P_{xx} \big|_B &= -P_B \end{aligned} \quad (6-5)$$

ここに、 P_A 、 P_B : 点 A、B における圧力

よって、式 (6-2) は次式で表わされる。

$$-\frac{(P_A-P_B)}{\ell} \Delta z = \frac{\partial}{\partial z} \left(\mu \frac{\partial v_x}{\partial z} \right) \Delta z \quad (6-6)$$

式(6-6)より、

$$v_x = -\frac{(P_A-P_B)}{\mu \ell} z^2 + C z + D \quad (6-7)$$

ここに、C、D：積分定数

v_x はx軸に対称であるから、

$$C = 0$$

境界条件より、 $v_x|_{z=b} = 0$

よって、次式が得られる。

$$D = \frac{b^2(P_A-P_B)}{2 \mu \ell}$$

ここに、b：平行板の距離の1/2

したがって式(6-7)は、

$$v_x = \frac{(P_A-P_B)}{2 \mu \ell} \cdot (b^2 - z^2) \quad (6-8)$$

ここで平均速度 v_0 を仮定すると、

$$\int_{-b}^b v_0 dz = \int_{-b}^b v_x dz \quad (6-9)$$

式(6-9)に式(6-8)を代入して v_0 を求めると、

$$v_0 = \frac{P_A-P_B}{\ell} \cdot \frac{(2b)^2}{12\mu} \quad (6-10)$$

圧力差を水頭差で表わせば $P_A - P_B = \rho g \Delta h$ より式(6-10)は次式となる。

$$\begin{aligned} v_0 &= \frac{\rho g \Delta h}{\ell} \cdot \frac{(2b)^2}{12\mu} = \frac{\rho g (2b)^2}{12\mu} \cdot \frac{\Delta h}{\ell} \\ &= \frac{\rho g (2b)^2}{12\mu} \cdot I_x \end{aligned} \quad (6-11)$$

ここに、 I_x ：動水勾配、 ρ ：密度、 g ：重力加速度、 Δh ：点Aと点Bにおけ

る水頭差

したがって、単位奥行き当りの流量 q は、

$$q = \frac{\rho g (2b)^3}{12\mu} \cdot I_x \quad (6-12)$$

2枚の板の間を流れる流体をダルシー則と同じ形に書き直したときの割れ目の透水係数を K_p とすると

$$v = K_p I_x \quad (6-13)$$

ここに、

$$K_p = \frac{\rho g (2b)^3}{12\mu} \quad (6-14)$$

原位置で採取した試料の割れ目を用いた実験 (Iwai, (1976)) では、

$$q \propto (2b)^3$$

という結果が得られており、式(6-12)は妥当な形をしていると見られる。ただし、多少の係数が必要と考えられ、検討が進められている。

6.2.2 乱流状態の流れ

割れ目内の流れがゆっくりとしているか、開口幅が狭くて流れが阻害されるときには層流状態が現われるが、一般には割れ目内の水は乱流状態で流れている可能性も大きい。層流か乱流かはレイノルズ数と表面の相対的な粗さに依存している。層流と乱流の検討が最も詳細になされているのは、管路についてである。これらの研究成果は平行2枚板の流れにも生かされ、Sharp(1970)がそれをTable 6.1のようにまとめている。これらの式をレイノルズ数 R_e と相対粗度 ($e/4b$) との関係でまとめたものがFig. 6.2 (ただし、図中では a_i は割れ目幅の半分、すなわち b に等しい) である。この図でわかることはレイノルズ数がほぼ300以下であれば相対粗度が0.5を越えないかぎり平行板内の流れは層流状態を保つ。

流れる水の摩擦係数 λ (friction factor) を用いてエネルギーの損失から乱流の判定も行われる。動錐勾配を i とすると、

$$i = \lambda \frac{1}{D_h} \cdot \frac{v^2}{2g} \quad (6-15)$$

ここに、 D_h はパイプの水理直径 (hydraulic diameter) であり、 $v^2/2g$ は

Table 6.1 平行板内の流れの式 (Sharp(1970))

	REGULAR	FLOW LAW	FLOW RATE (per unit width)
Parallel Flow $e/4b \leq 0.033$	LAMINAR	(I) $\lambda = \frac{96}{Re}$	$q_j = \frac{g}{12\nu} (2a_j)^3 I_j$
	TURBULENT	(II) $\lambda = 0.316 Re^{-1/4}$	$q_j = \left[\frac{g}{0.679} \left(\frac{2}{\nu} \right)^{1/4} (2a_j)^3 I_j \right]^{4/7}$
	TURBULENT	(III) $\frac{1}{\sqrt{\lambda}} = -2 \log \frac{e/4b}{3.7}$	$q_j = 4\sqrt{g} \left(\log \frac{3.7}{e/4b} \right) (2a_j)^{1.5} \sqrt{I_j}$
Non-Parallel Flow $e/4b > 0.033$	LAMINAR	(IVa) $\lambda = \frac{96}{Re} \left[1 + 17 \left(\frac{e}{4b} \right)^{1.5} \right]$	$q_j = \frac{g}{12\nu \left[1 + 17 \left(\frac{e}{4b} \right)^{1.5} \right]} (2a_j)^3 I_j$
		(IVb) $\lambda = \frac{96}{Re} \left[1 + 8.8 \left(\frac{e}{4b} \right)^{1.5} \right]$	$q_j = \frac{g}{12\nu \left[1 + 8.8 \left(\frac{e}{4b} \right)^{1.5} \right]} (2a_j)^3 I_j$
	TURBULENT	(V) $\frac{1}{\sqrt{\lambda}} = -2.55 \log \frac{e/4b}{1.24}$	$q_j = 5.11\sqrt{g} \left(\log \frac{1.24}{e/4b} \right) (2a_j)^{1.5} \sqrt{I_j}$
		(Vb) $\frac{1}{\sqrt{\lambda}} = -2 \log \frac{e/4b}{1.9}$	$q_j = 4\sqrt{g} \left(\log \frac{1.9}{e/4b} \right) (2a_j)^{1.5} \sqrt{I_j}$
		Joint Filled With Material Of Permeability K_p	$q_j = 2a_j K_p I_j$

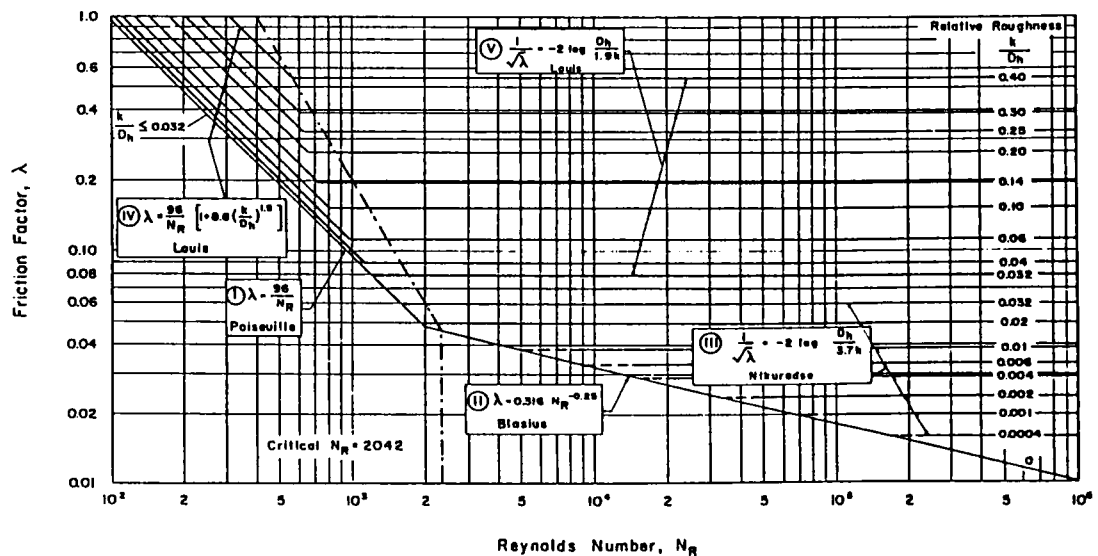


Fig. 6.2 レイノルズ数と摩擦係数の関係

運動エネルギーである。

幅 $2b$ の割れ目の D_h は、

$$D_h = 2(2b) = 4b$$

レイノルズ数を Re とすると、

$$R_e = \frac{D_h \cdot v}{\nu} \quad (6-16)$$

ここに、 ν は動粘性係数である。

層流状態では、

$$\lambda = \frac{96}{R_e} \quad (6-17)$$

これは粗い表面の割れ目でも、

$$0 < e / D_h < 0.032$$

であれば成立する。ただし、 e は表面の粗度 (roughness) である。

Louis は平行でない 2 枚板についても検討し、その結果を Fig. 6.3 のようにまとめている。そして、相対粗度 ($e / 4b$) が 0.0168 より小さければ、乱流になるレイノルズ数は、 $Re = 2300$ と述べている。

相対粗度が 0.0168 以上になると、乱流と層流の境界となるレイノルズ数は相対粗度とともに変動する。

また、岩盤内の浸透流で問題になるのは割れ目が交差する点でのエネルギーの損失である。流れがゆっくりとしており、層流状態になるとときにはその損失は無視できるほど小さいとされているが、乱流状態ではなんらかの考慮が必要とされている。特に、岩盤内で輸送問題を考える場合には流路や濃度分散もからんで重要視されている。この点については水理学の立場から実験や理論的考察が行なわれている (Webber and Greated (1966)) が、表面粗度や交差角、割れ目内の充填物の影響などあって、確たる結論は出ていない。

乱流状態の流れを解析するには、基本的には層流状態の流れの解析方法と同じであるが、平衡条件と境界条件を満足させるには繰り返し計算が必要であり、非線形問題を解くことになる。しかし、本研究では基本的に割れ目の中の水の流れは層流であるとして、以下の議論を進める。

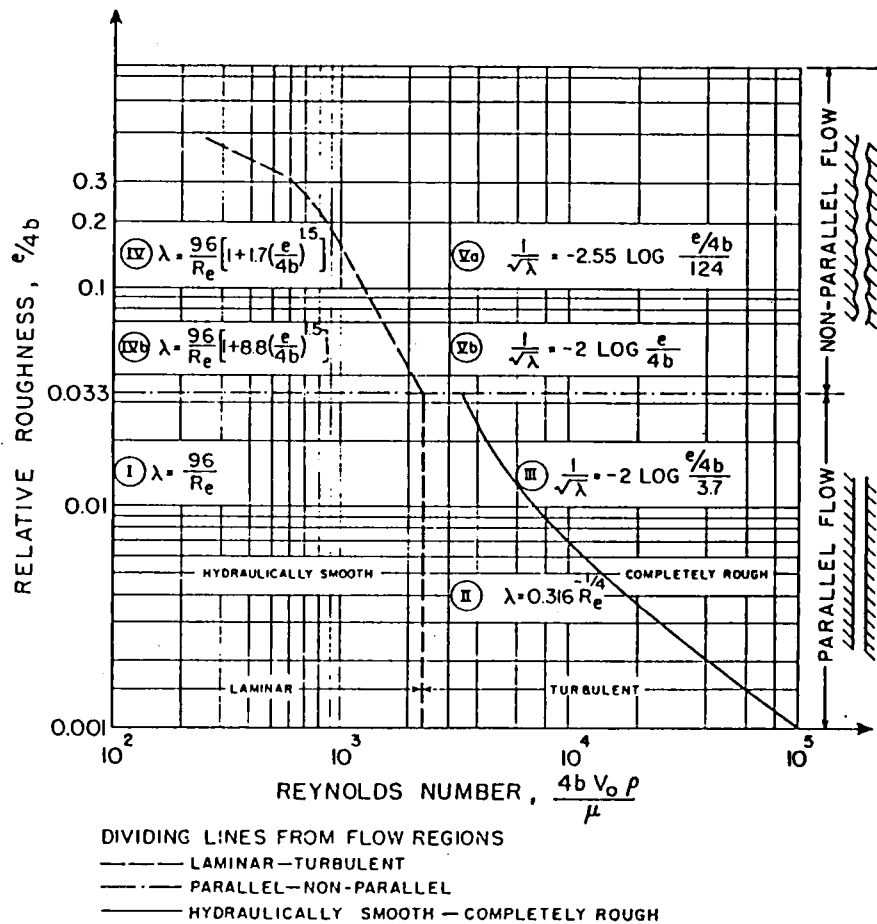


Fig. 6.3 層流と乱流の区分

6. 3 有限要素法によるネットワーク浸透解析

独立した割れ目の中を流れる流体の式が求められると、割れ目のネットワークの解析が可能となる。決定論的方法論にしたがって、ネットワークの形が岩盤調査で判明していると仮定できる場合は、電気アナログやパイプ連結によるアナログ等の実験により解析が可能である。しかし、管路や割れ目の中の流れにしても、一本だけ独立している場合や簡単な組合せの場合の解析は比較的容易であるが、複雑なに組み合わせるとシステム全体の流れを理論的、実験的に考察することが困難になる。こうしたことから有限要素法が導入され、非常によく使われているため、以下その要点を述べる。

6.3.1 準3次元浸透流解析

連続体を対象とした浸透流解析では、2次元問題から3次元問題への拡張は、

地盤のモデル化そのものより3次元問題解析における計算機の記憶容量の不足や計算時間の多大さが議論の対象となり、準3次元解析が考案されたことは第3章で詳しく説明した。

ここでの研究の目的は、準3次元解析手法を拡張し、不連続性岩盤の解析に適用可能となるように、有限要素法を定式化し、解析コードの開発を行うことである。

(1) 概説

3次元地盤内を流れる浸透に関して、鉛直方向の流れの成分が微小であるとして、その流れを無視するDupit-Forcheimerの仮定を用いると、ダルシーの運動方程式より次の方程式を得る。

$$\frac{\partial}{\partial x} (T \frac{\partial h}{\partial x}) + \frac{\partial}{\partial y} (T \frac{\partial h}{\partial y}) = S \frac{\partial h}{\partial t} + q \quad (6-18)$$

ここに、 T （透水量係数）は滞水層の各層の透水係数と層厚の積の和として定義できる。 S は貯留係数であり、被圧滞水層では対象としている層の比貯留係数 S_s と滞水層の厚さの積と定義され、不圧滞水層に関しては、水位が低下することにより単位体積の岩の間隙から排出される水の量（有効間隙率） S_u と定義されている。

式(6-18)を有限要素法で定式化し、初期条件、境界条件を加え、各時間ステップで水頭 h に関するくり返し計算を実施することで、問題の解析が行われる。

割れ目が鉛直に立っており、割れ目の鉛直断面で水頭が等しい、つまり浸透水流の方向が主に水平方向であり、鉛直方向の流れの成分が微小であるとき、ダルシーの運動方程式と連続の式より定常状態における次の支配方程式が得られる。

$$\frac{\partial}{\partial x} (T \frac{\partial h}{\partial x}) = q \quad (6-19)$$

ただし、 T ：透水量係数

h ：不透水の基盤からの水位

q ：降雨などによる流入量あるいは揚水などによる流出量

ここで透水量係数は準3次元的に見ると割れ目の透水係数と不透水の基盤から

の水頭との積である。

$$T=kh \quad (6-20)$$

割れ目の透水係数 k は、割れ目を Fig. 6.1 のように上から見た場合、2 枚の平行板と近似し、層流状態で水が流れると考えると、既に述べたように次式で表わされる。

$$K = \frac{\rho g (2b)^2}{12\mu} \quad (6-14)$$

不連続性岩盤全体の割れ目ネットワークを対象とした場合、境界条件については以下のように取り扱う。

1. 水頭が既知の場合

$$h(x_i) = h_n(x_i) \quad (6-21)$$

2. 流量が既知の場合

$$-T \frac{\partial h}{\partial x_i} = V_n(x_i) \quad (6-22)$$

しかし流量が既知である境界条件は自然界では極めて少なく、不透水性の境界の場合には、

$$V_n(x_i) = 0 \quad (6-23)$$

なる条件を用いる。

上記の基本式を用いて有限要素法による定式化を行う。式(6-19)を解くことは、Fig. 6.4に示すようなネットワーク全体について式(6-21), (6-22), (6-23)のような境界条件を満足し、流れ全体について次の汎関数を最小にする h を見つけることである。

$$\Omega(h) = \sum_{m=1}^M \frac{1}{2} \int t^m \left(\frac{\partial h}{\partial x} \right)^2 dx + \sum_{m=1}^M \{q^m\}^T \{h^m\} \quad (6-24)$$

ただし、1 : M 要素の m -line の長さ

t : M要素の透水量係数

$\{q\}$: N境界要素での流れベクトル

$\{h\}$: N境界要素での水頭ベクトル

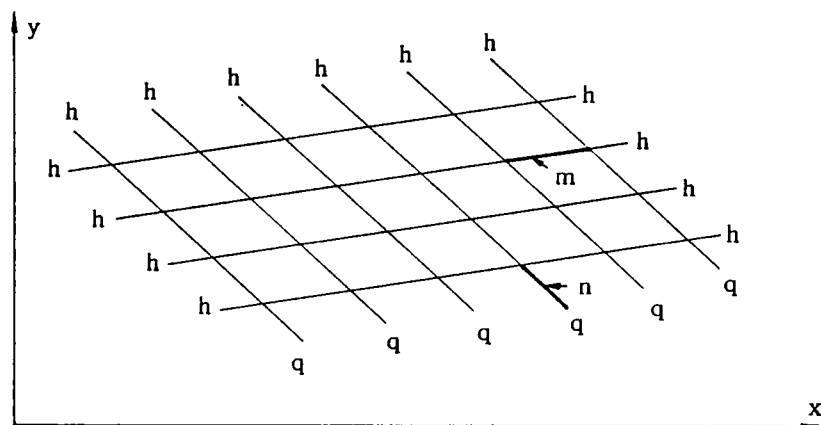


Fig. 6.4 割れ目のネットワーク

次にFig 6.5に示す線要素を考える。hは要素の長さに沿って線型に変化すると仮定する。この時m要素を考えると

$$\frac{\partial \Omega(h)}{\partial h_i} = [t_r]\{h^m\} + \{q^m\} \quad (6-25)$$

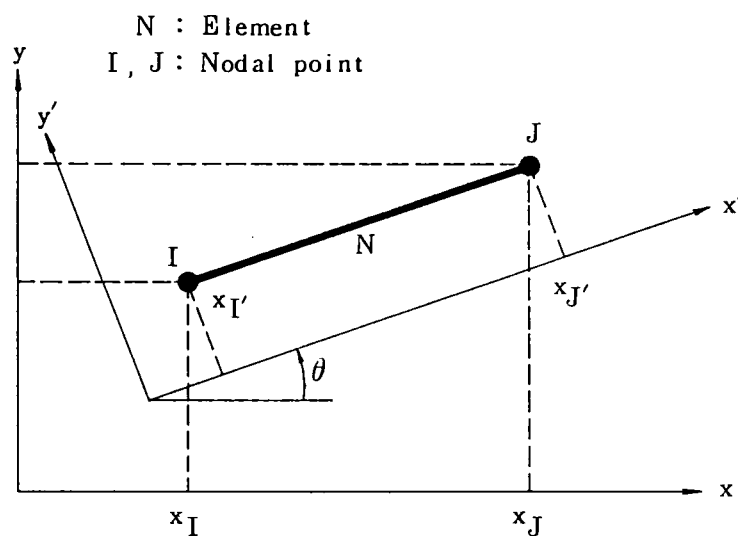


Fig. 6.5 線要素

全体について式 (6.24) を最小にするためには上式より

$$\frac{\partial \Omega(h)}{\partial h_i} = \sum \sum (t_r)_{im} h_m + q_i \quad (6-26)$$

行列で表わすと

$$[T_r]\{h\} + \{Q\} = 0 \quad (6-27)$$

ただし、 T_r : 全体剛性マトリックス

(2) 解析結果

1) 準一次元流 (準一様流) モデル

ここで用いた解析手法の妥当性を調べるために、Fig. 6.6に示すような Hele-Shawと呼ばれる実験モデルについて解析を行った。このモデルは堤体内の浸透を解く時、一次元方向にしか流れない仮定 (Dupuitの仮定) を用いており、二次元の問題を一次元で物理モデル解析するため、準一次元流あるいは準一様流に対応するものといわれている。

Fig. 6.6について式(6-19)は次式のように書かれる。

$$-\frac{\partial}{\partial x} \{k_x(H_0 + h) \frac{\partial h}{\partial x}\} + q = 0 \quad (6-28)$$

境界条件は

$$x=0; \quad h=H_0$$

(6-29)

$$x=L; \quad h=H_1$$

式(6-28)を境界条件式(6-29)を用いて解くと次式が求まる

$$1 - \left(\frac{H_0 + h}{H_1}\right)^2 = \frac{x}{L} \left\{ 1 - \left(\frac{H_0}{H_1}\right)^2 \right\} \quad (6-30)$$

Fig. 6.7はFig. 6.6において $H_0 = 20\text{ m}$ 、 $H_1 = 40\text{ m}$ 、 $L = 140\text{ m}$ の場合について式(6-30)から得られる曲線と今回用いた解析手法による結果をプロットしたもので

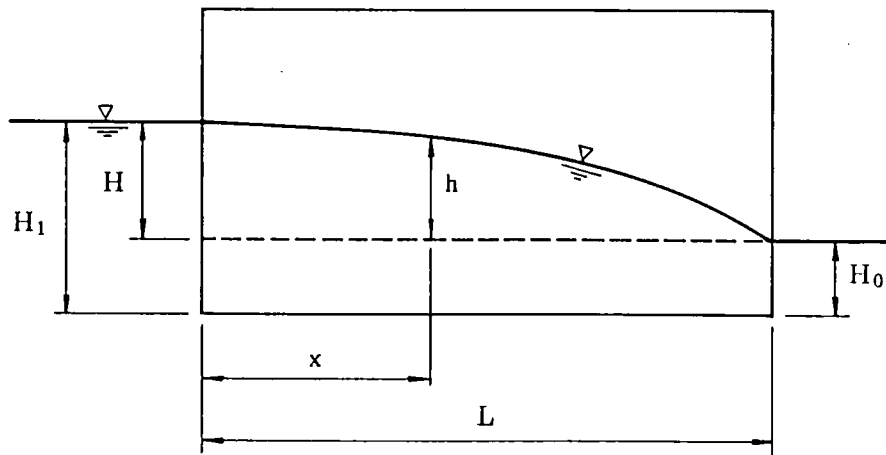


Fig. 6.6 Hele-Shawモデル

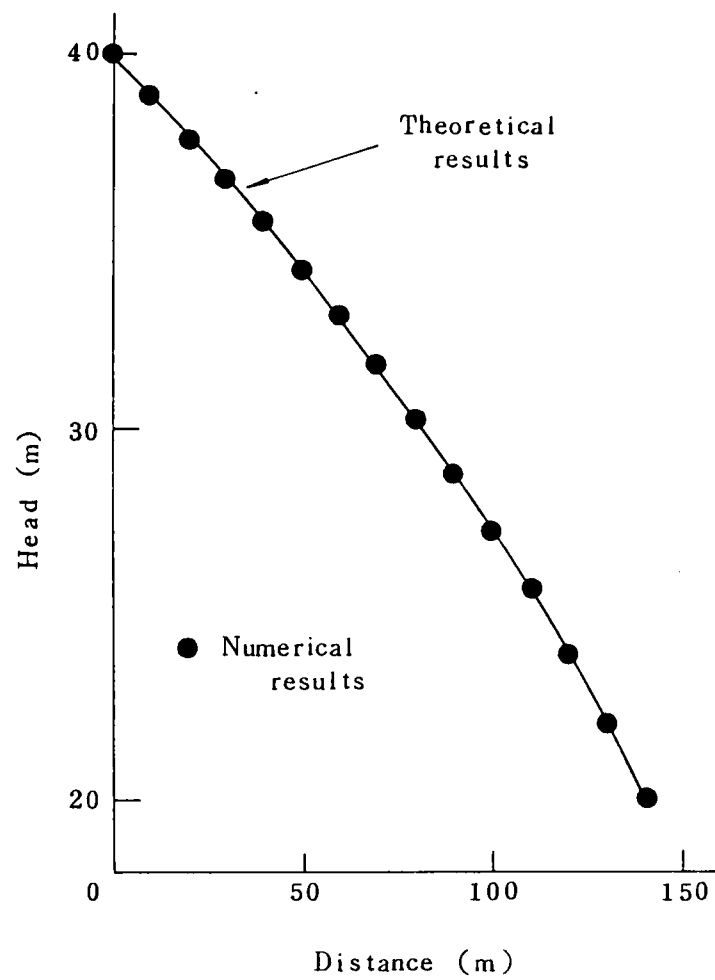


Fig. 6.7 Hele-Shawモデルの解析結果

あり、両者は完全に一致していることがわかる。

2) 準三次元モデル

Fig. 6.8に示すような不連続面を多く含む岩盤内で中心部の掘削を行った場合の水圧コンターが、あるいは水頭ポテンシャル分布がどのような状態かを調べるために、新しく開発した有限要素コードを用いて解析を行った。岩盤にはFig. 6.9に示すように互いに垂直に交差する鉛直に立った幅が1mmの割れ目が縦、横共に8mの間隔で生じているものとする。準三次元の場合は鉛直方向の流れを考慮しないため、割れ目が鉛直に対して交差する場合とか、掘削部に対して底面からまわり込むような解析は不可能である点に注意しなければならない。

境界条件はFig. 6.8に示すように左側50m、右側30mの定水位を保っているとし、他の2つの境界面に対しては、不透水性の境界としたCase 1と透水性の材質と接しているとしたCase 2の2つの場合について解析を行った。

Case 1についての水位コンター図がFig. 6.10であり、この図はこの岩盤が土質力学で見られるように、連続体的に挙動していることを示している。Fig. 6.11はFig. 6.9のSection Bと境界面における地下水表面の水頭を示したものである。Fig. 6.12はSection C、D、Eにおける表面水頭を示しており、掘削坑付近で急激な水位変動があることがわかる。

Case 1では周辺境界を透水性としているので、Fig. 6.14に示す境界条件を与えている。水位のコンター図がFig. 6.13であり、それぞれのSectionの表面水頭を示すのがFig. 6.14、Fig. 6.15である。境界条件の違いでCase 1では、ほぼ直線である32mや36mの水位コンターは掘削面を取り囲むように分布し、またSection CやEの水位変化の様子もU字型となっているのがわかる。

次にFig. 6.9のように規則正しい割れ目ではなく、Fig. 6.16のように岩盤にランダムに割れ目が入っている場合について解析を行った。領域は75m×75mの正方形のものとし、割れ目幅はすべて0.1cmで、境界条件としてはSIDE Aに不透水の基盤から20mの位置に水頭を保ちSIDE Cは10mの位置に水頭を保つとする。またSIDE B、SIDE Dは不透水性の境界である。このような場合について解析を行い、Fig. 6.17に示すPath A、Path B、Path Cに沿った水位の変化を示したのがFig. 6.18である。この図は、ほかの経路に影響を受けない経路ではその水頭は徐々に減少していくのが良く分かる。このようにランダムに割れ目が入っている岩盤に

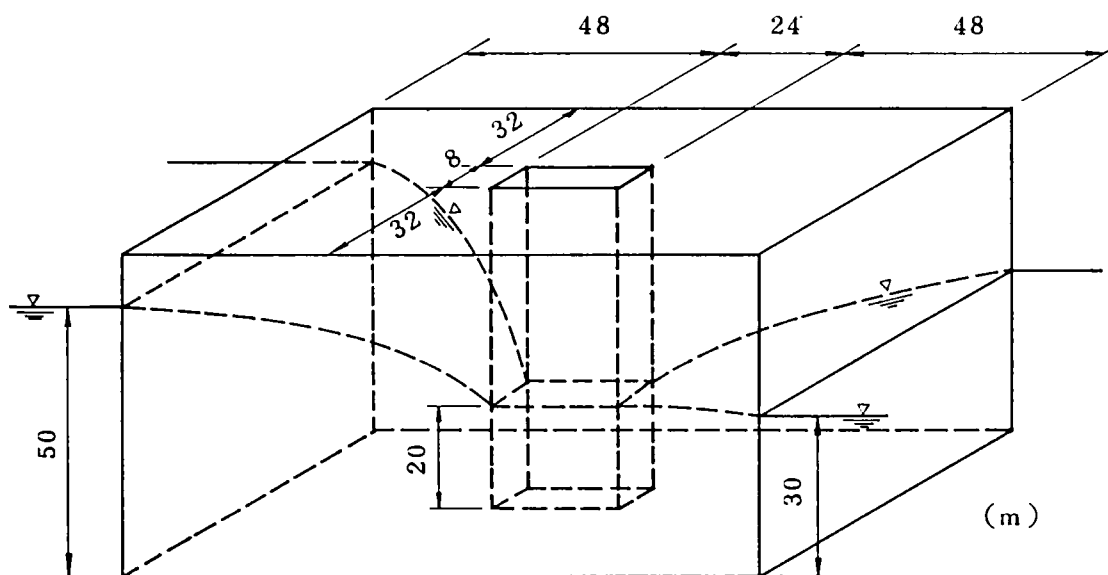


Fig. 6.8 岩盤掘削モデル

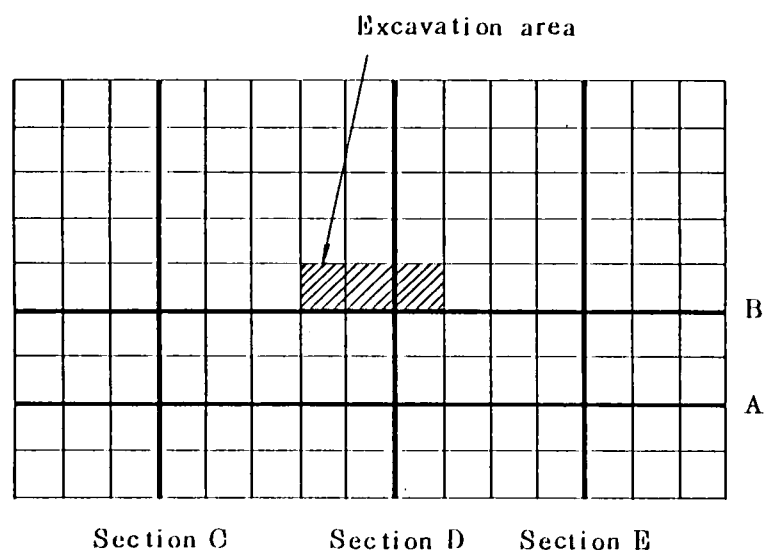


Fig. 6.9 岩盤掘削モデル平面図

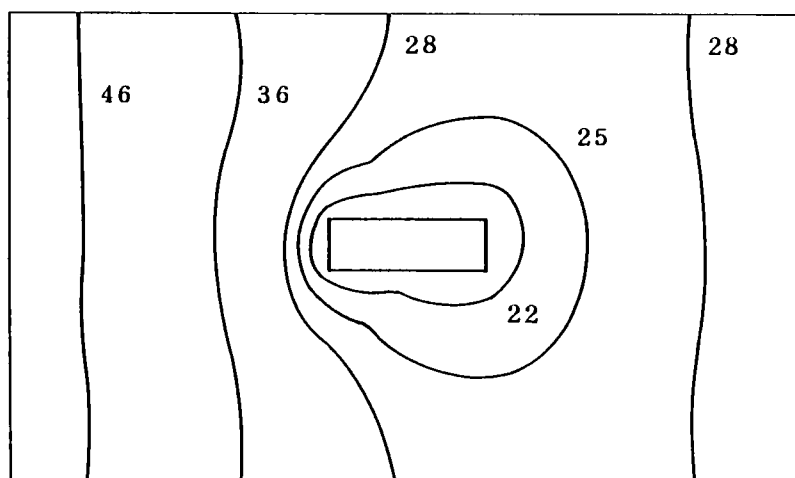


Fig. 6.10 自由水面のコンター (Case 1)

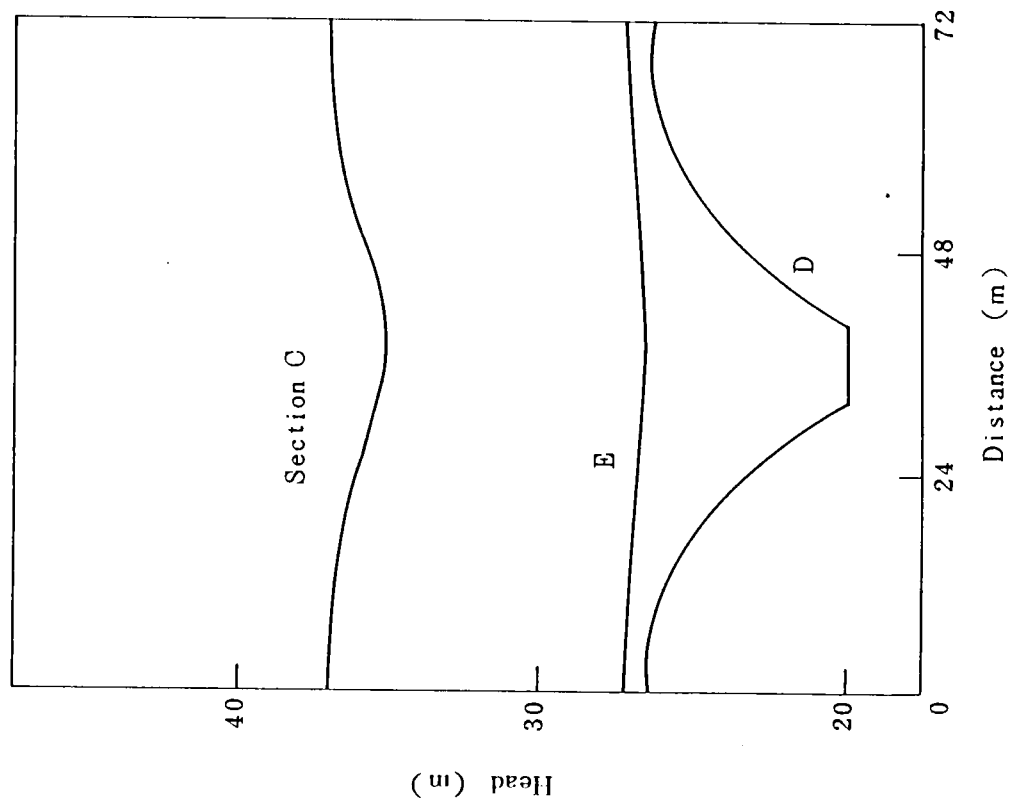


Fig. 6.12 自由水面の位置 (Case 1)

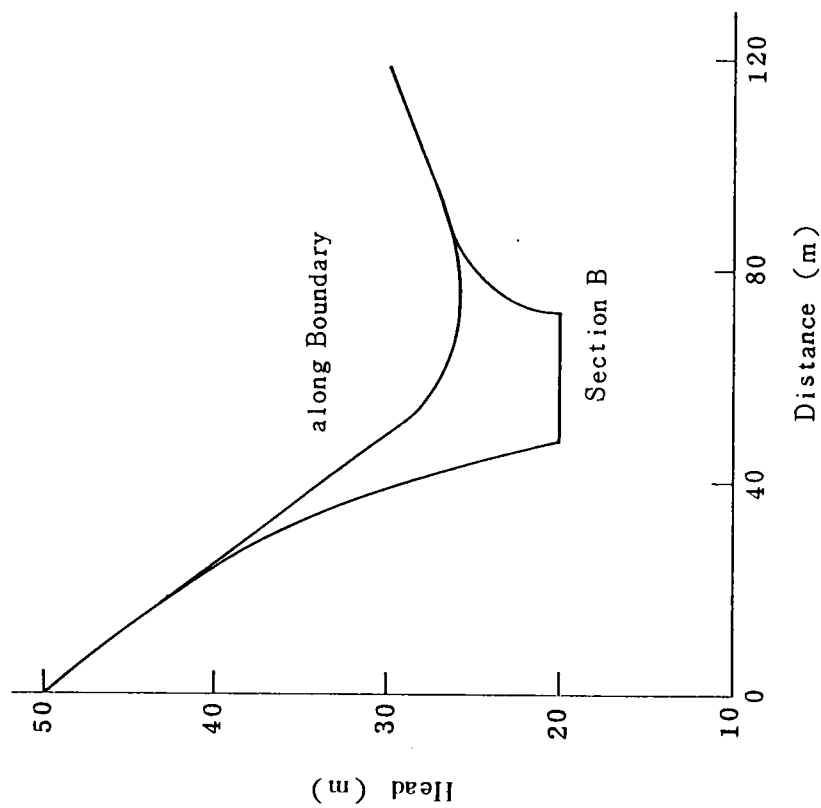


Fig. 6.11 自由水面の位置 (Case 1)

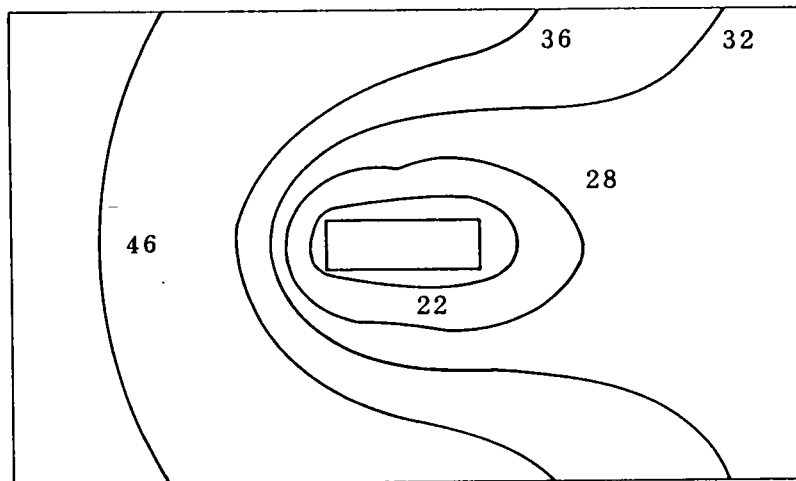


Fig. 6.13 自由水面のコンター (Case 2)

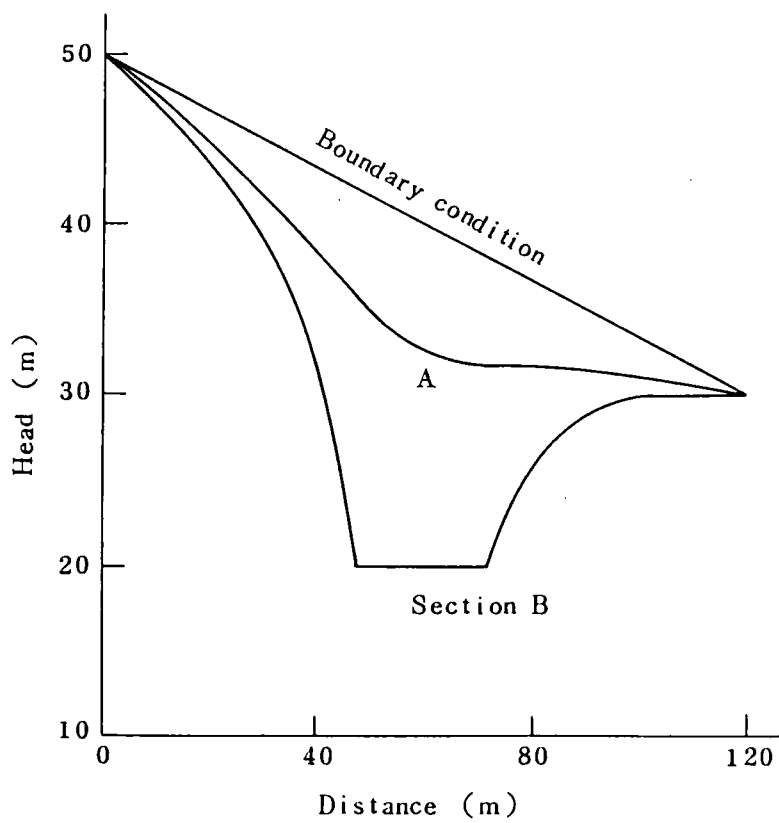


Fig. 6.14 自由水面の位置 (Case 2)

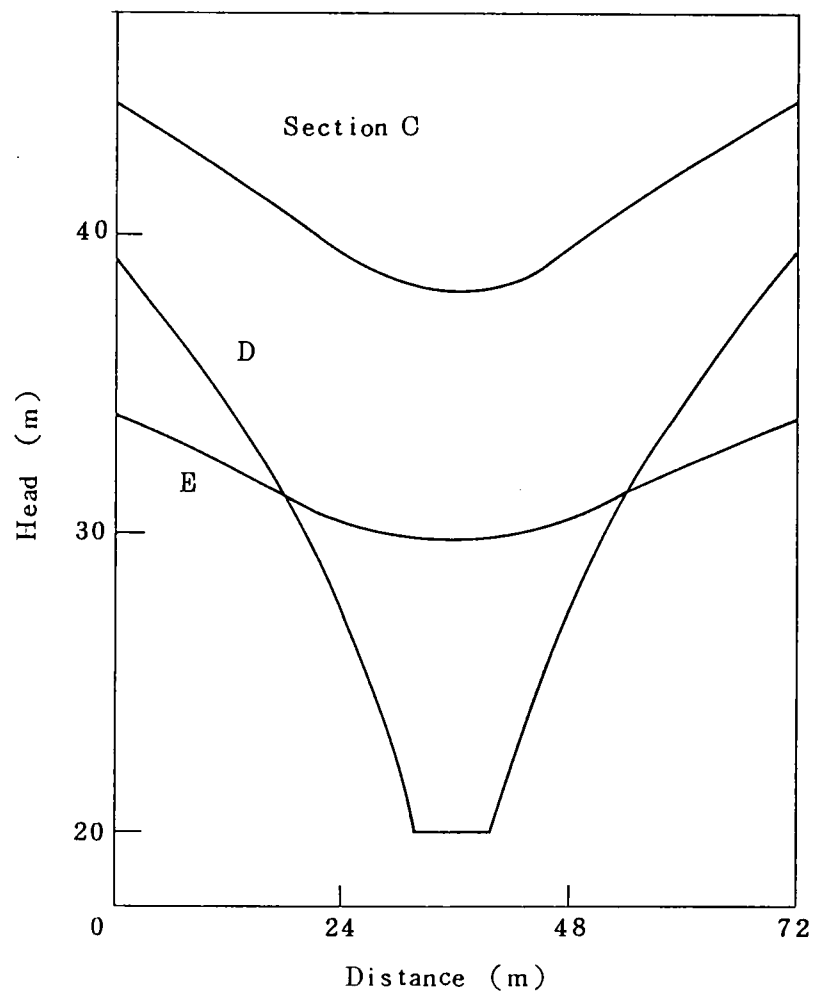


Fig. 6.15 自由水面の位置 (Case 2)

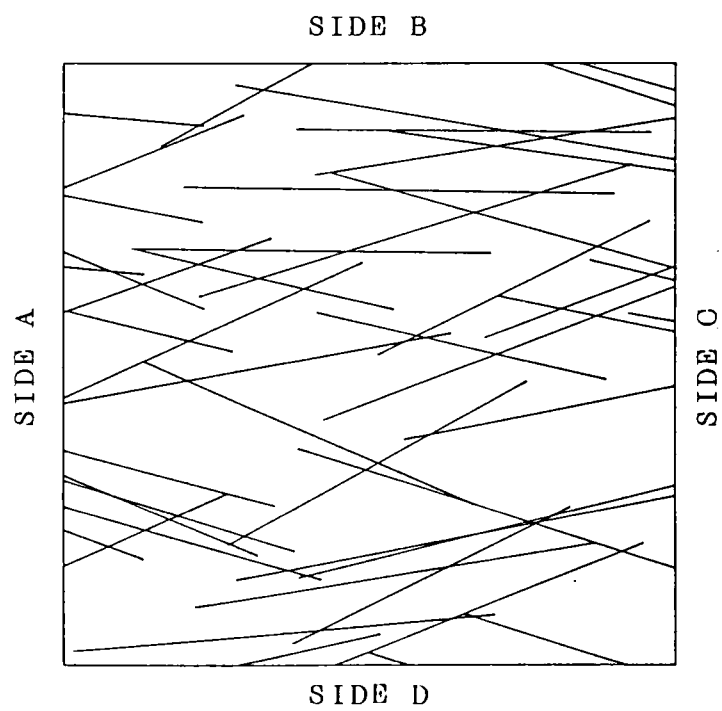


Fig. 6.16 ランダム割れ目のネットワーク

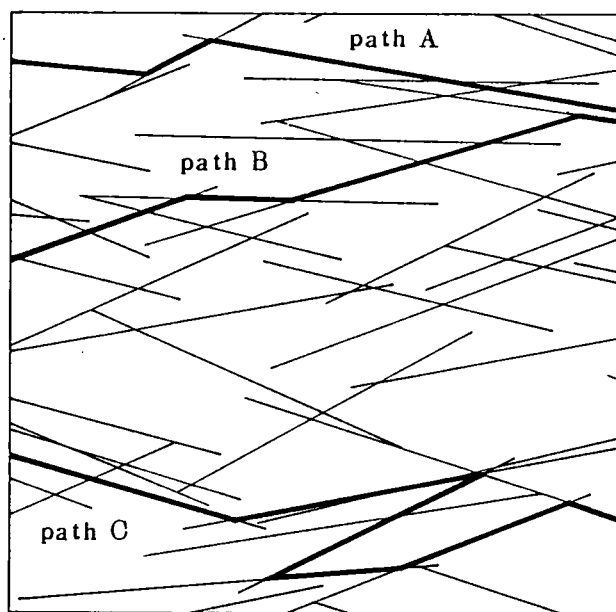


Fig. 6.17 流れの経路

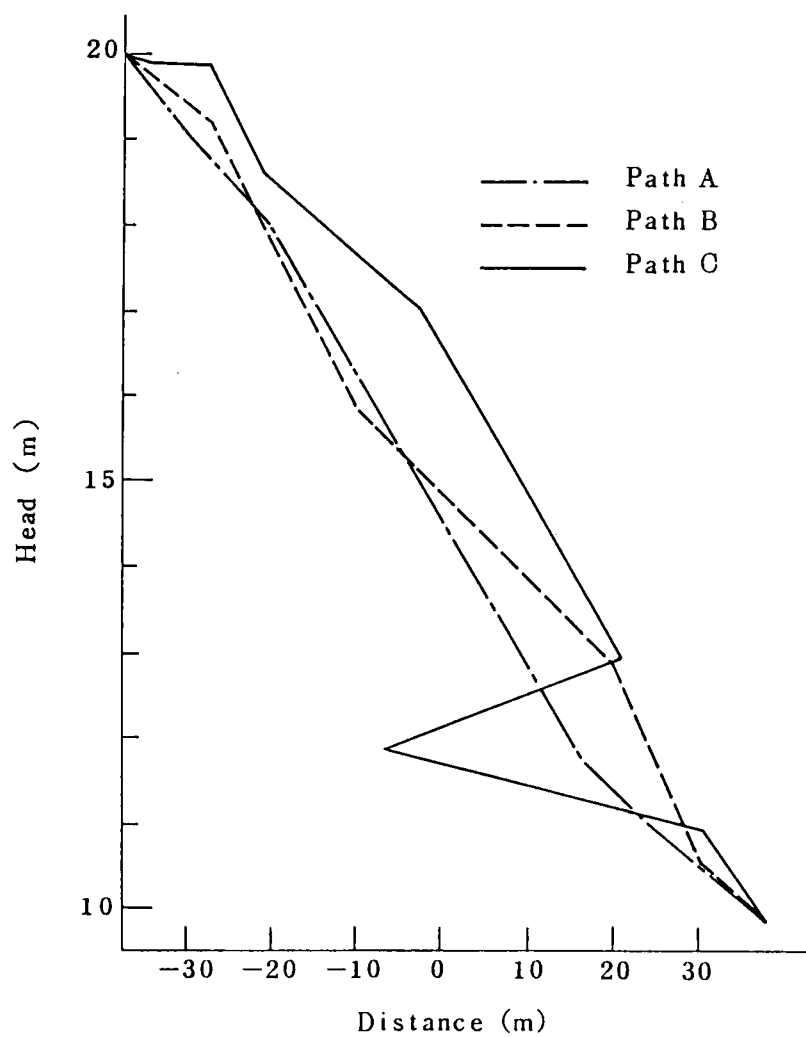


Fig. 6.18 Path A, B, C のそれぞれに沿った水頭値分布

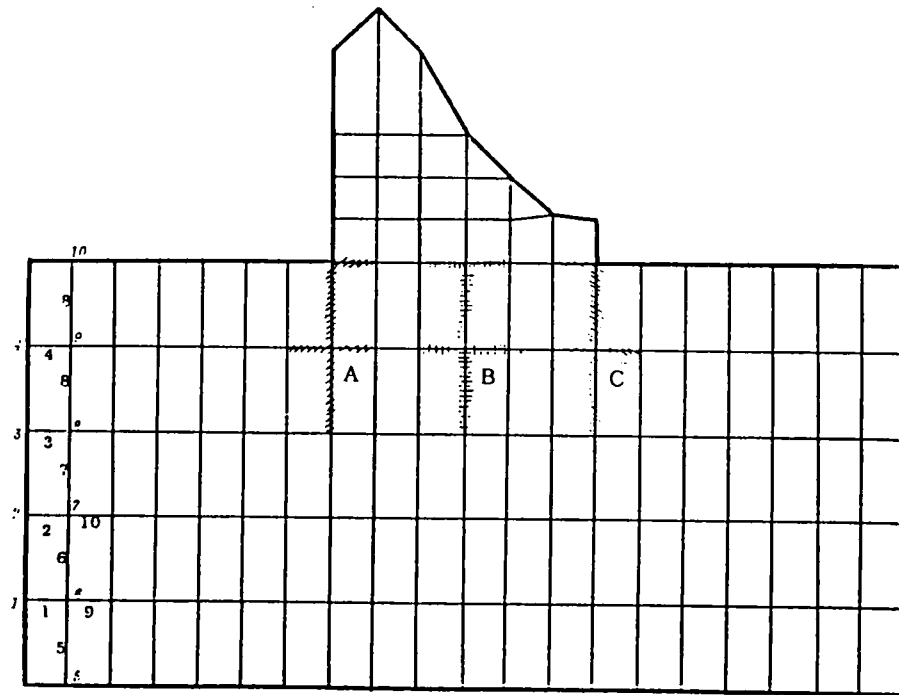


Fig. 6.19 ダム基礎モデル（直交割れ目系岩盤）

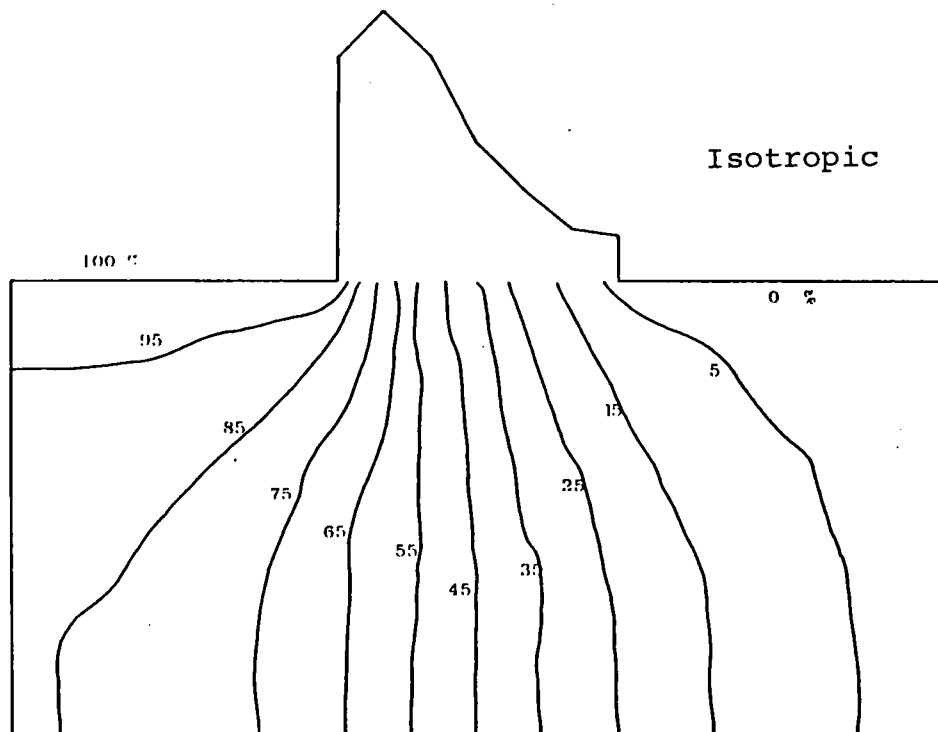


Fig. 6.20 等方性の不連続性岩盤のポテンシャル分布

においても今回の解析手法が使用可能であることは明らかである。

6.3.2 断面 2 次元モデル

準 3 次元モデル用の基本式を層厚を一定として修正すれば、断面 2 次元の解析が容易に行える。水は割れ目のみを通るので、基本的には線要素 (Fig. 6.5) の連結でネットワークを表現するだけである。ここでは、割れ目を含む岩盤の被圧条件下での問題だけでなく、岩盤が自由水面を有する問題についても検討する。

(1) 被圧状態の不連続性岩盤浸透流解析

岩盤内割れ目のネットワーク内部の流れの状況を把握し、解析コードの機能をチェックするために、Fig. 6.19に示すようなダムの基礎岩盤モデルを設定した。上流側の水位 30 m、下流側 0 m と仮定し、Fig. 6.19の外わく内のすべての実線を線要素とし、節点番号と要素番号を付した。岩盤に入った水はこの線要素の中のみを流れる。割れ目の幅は 2 mm、グラウト効果や異方性を設定するときは変化させている。

Fig. 6.20は岩盤に何の処理も施さないで、上流から下流へ水を流した場合のポテンシャル分布をコンターで描いたものであり、上流側 100 %、下流側 0 % と % 表示している。Fig. 6.21は斜線部分の割れ目開口幅 b を $1/10$ にし、グラウトの効果でポテンシャル分布がどう変化するか検討したものである。この位置のグラウトはさほど効果なく、下流側へ移動した方が良いという結果を得た。

Fig. 6.22, 6.23は岩盤の透水性が異方であるとした場合の浸透特性を計算した結果である。Fig. 6.23は横方向の割れ目幅を $1/2$ とし、したがって透水性が縦：横 = 4:1 となったもので、Fig. 6.22では逆に、1:4 となっている。Fig. 6.23では縦方向の流れが卓越するためコンターが立っており、ダム底部で導水勾配が大きくなる。一方、Fig. 6.22では横方向の流れが卓越し、コンターの形状はゆるやかである。こうしたシミュレーション計算により、岩盤内の透水性の異方性が、ダムや岩盤とどのようなかかわり合いを持つか検討することが可能となる。

(2) 不圧状態の不連続性岩盤浸透流解析

自由水面を有する不圧滞水層に対しての割れ目内の流れはきわめて少ない。不飽和領域を考慮した割れ目のある岩盤浸透解析法は開発されている (Ohnishiら (1985)) が、実際に割れ目の不飽和の特性を計測することはきわめて困難であるこ

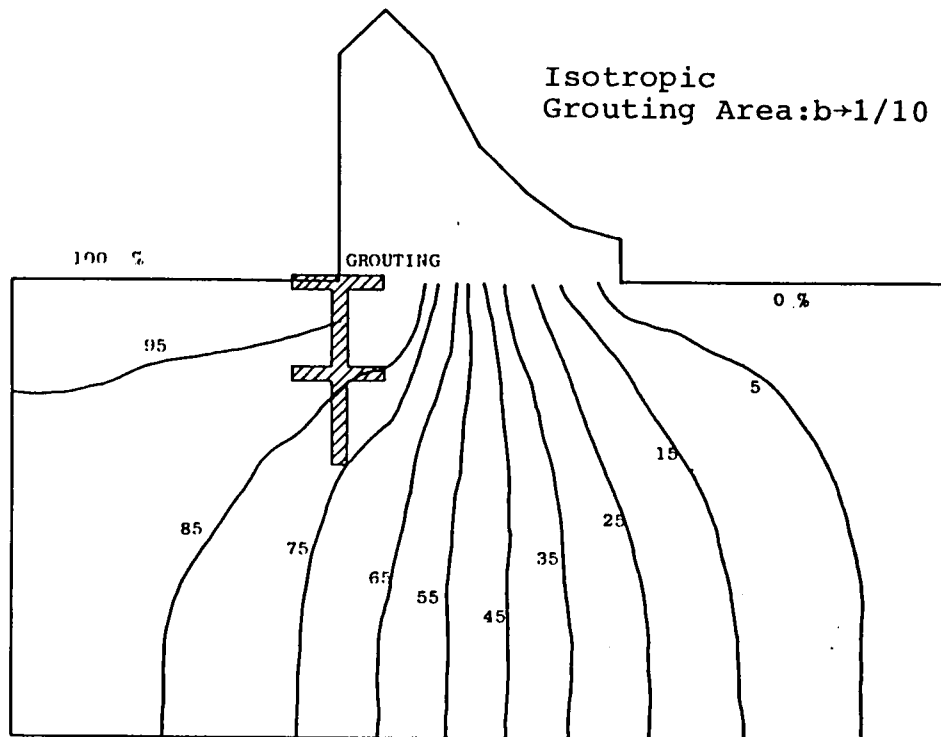


Fig. 6.21 グラウトを行ったときの岩盤内ポテンシャル分布

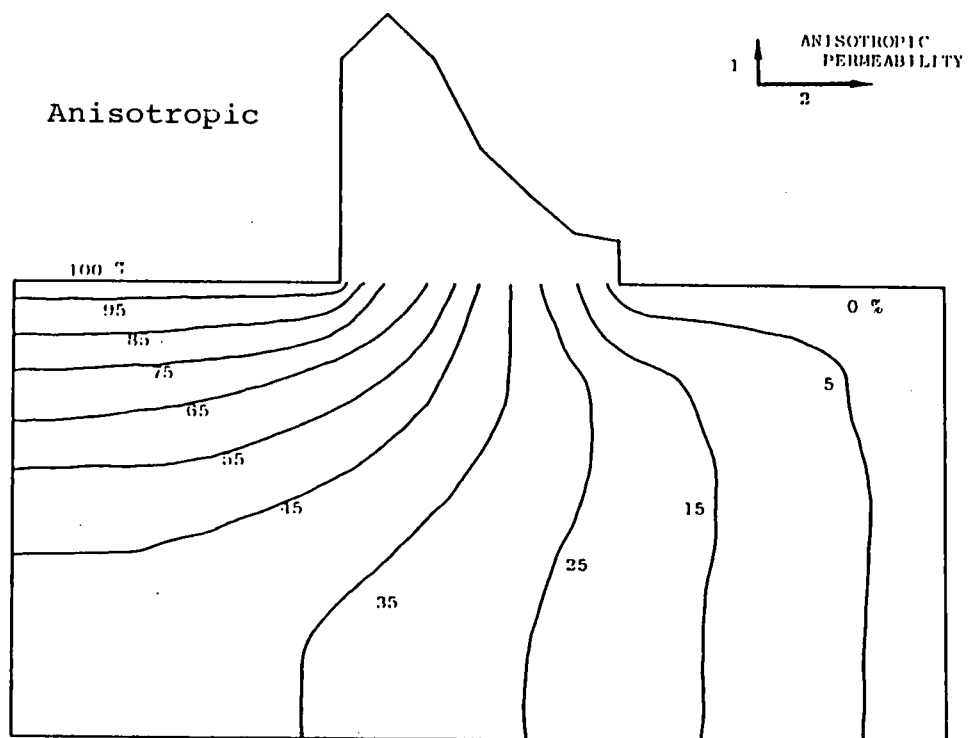


Fig. 6.22 異方性の不連続性岩盤のポテンシャル分布

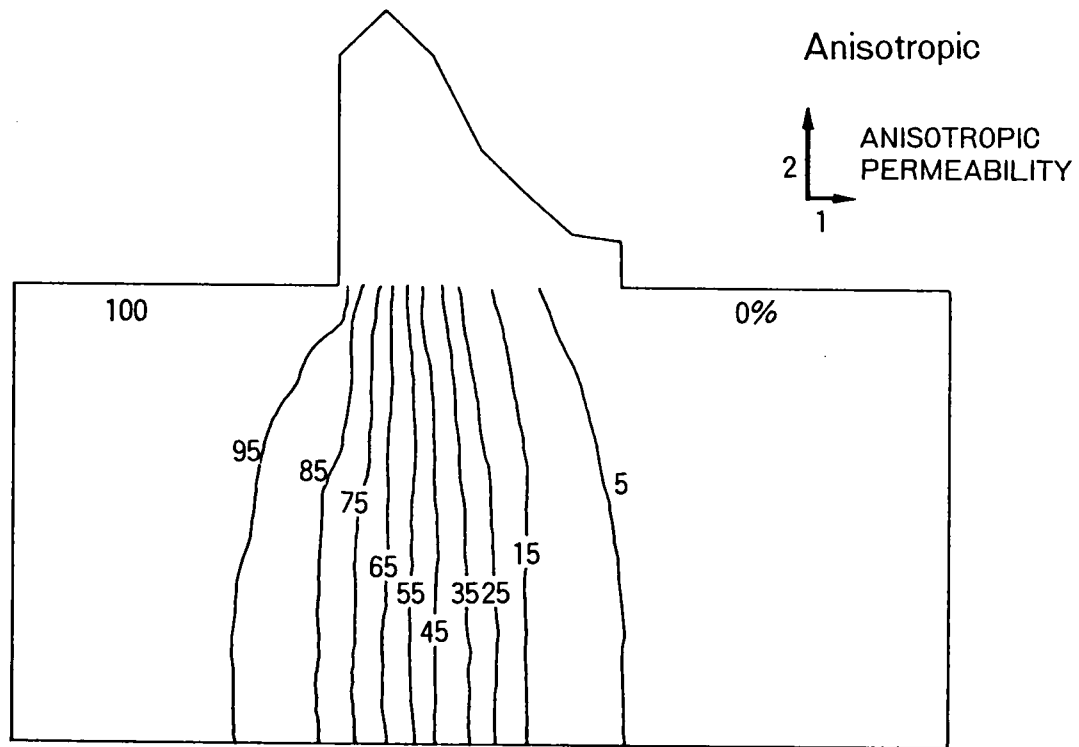


Fig. 6.23 異方性の不連続性岩盤のポテンシャル分布

とから、本章ではこの解析手法をさらに改良して、不飽和の浸透特性を用いないで、自由水面を有する岩盤割れ目内の浸透流を解析する方法について論述する。

まず、解析モデルとして岩盤にFig. 6.24のような割れ目ネットワークが存在するものと仮定する。効率化のためにネットワークの中で死水域となり水の流れに関係しない割れ目を以下の方法で消去する。

- (1) 割れ目の交点に番号をつけ、節点として、交点間を要素として番号をつける。
- (2) 各節点で要素によって連結される節点番号を求める。
- (3) 各節点で連結される節点の一つしかない節点と要素を消去する。

なお境界線上の節点は保留する。

- (4) (3)の操作を繰り返した後、流入境界から流出境界へ向うパスを見つけ、そのパス上の要素以外の要素を消去する (Fig. 6.24(c)参照)

このように、流れに関係する割れ目だけにすると、計算機の記憶容量や演算時間をきわめて少ないものにすることが可能である。削除した節点や要素があるため、節点番号および要素番号の付け換えを行い記憶容量を減らしていく。この処理により、視覚的にも流れの方向が明確になり、異方性に関しても比較的予測が付きやすくなる。

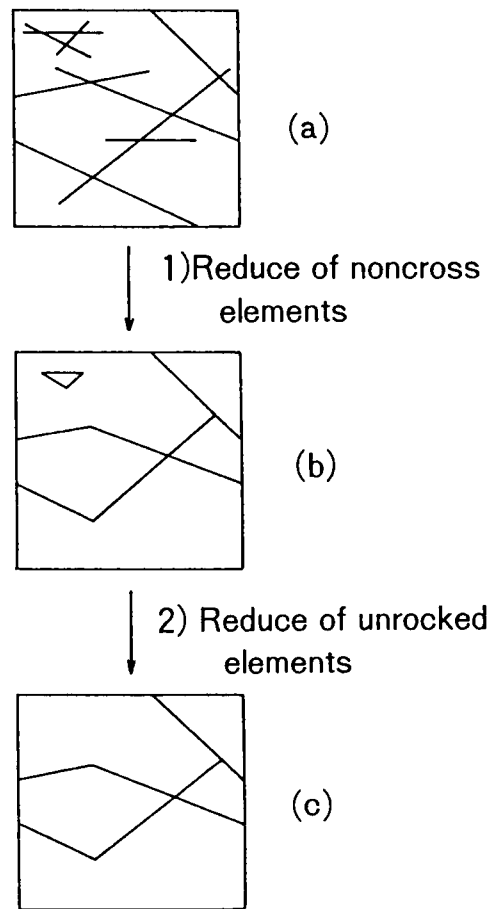


Fig. 6.24 割れ目の連結性をチェックする方法

連続体の飽和－不飽和浸透流解析では、不飽和領域でも水が不飽和流れとなって流れることになっているが、自由水面を有する割れ目内の浸透では、自由水面上では圧力水頭が零であるとし、自由水面より上部では、不飽和領域であるが浸透は生じないものと仮定した。すなわち、飽和領域内でのみ浸透が生じると仮定する方法で割れ目系内の浸透解析を行う。このような解析方法はすでに、土中の浸透で用いられていた方法（赤井・大西・西垣(1975)）であるが、その際には、飽和領域の要素分割を自由水面上で圧力水頭が零を満足するように上下に移動させる方法が一般に用いられた。この方法は土に対しては、地盤が均質な場合にだけ適用されるものであり、地盤が不均質であれば、地層の座標も移動してしまうために本質的に解析が不可能である。一方、岩盤の割れ目ネットワークでは、当然、地盤は不均質であるため、分割要素を移動させる方法は適用できない。

本研究では、このような難点を克服するために次のような方策を考えた。

- (1) 地盤の割れ目ネットワークモデルより自由水面を仮定して、自由水面下の領域を取り出す。(Fig. 6.25参照)
- (2) 自由水面と交わる要素の交点に新しく節点を設ける。
- (3) 自由水面内の要素番号、節点番号を付け変える。
- (4) 有限要素法による解析でのバンド幅が最小になるように節点番号を付け変える。
- (5) 自由水面では不透水境界条件とし定水位境界、不透水境界の条件を満足する割れ目の交点での節点の全水頭を数値解析より求める。
- (6) 自由水面上の節点の全水頭が位置水頭に等しいかを判断して、自由水面の位置を圧力水頭が零になるように移動する。ただし、自由水面の位置は、領域を数ブロックに分割する直線(transverse line)に沿って移動させるものとする。
- (7) 解の振動を防止するために、図-6.26で示すように、それぞれの節点での圧力水頭を零にするように移動させた a', b', c', d', e' と分割直線の交点を I, J, K, Lとすると、新たに仮定する自由水面の位置を、Fig. 6.26の K-lineと K'-lineの平均値である $(K+1)$ lineと定めた。
- (8) 新たな自由水面を元の割れ目ネットワークに定め、再び飽和領域を取り出し、自由水面と交わる要素の交点を新しい節点として、自由水面の移動が許容誤差 ε になるまで(3)～(5)の操作を繰り返して、自由水面の位置を確定する。

この解析手順のフローチャートをFig. 6.27に示す。なお、この方法は、土中の浸透においても、不飽和領域を考慮する必要のない浸透(砂れき中の浸透)で不均質な地盤においての自由水面下の飽和領域のみを対象とした浸透解析や不均質な被圧滞水層での2相流体の浸透解析にも適用できる。ただし、自由水面が複数できるような浸透解析は困難である。

ここに、一般的な割れ目モデルについて解析した例を示す。Fig. 6.28は割れ目ネットワークであり、Fig. 6.29には浸透に関係のない割れ目要素を削除した結果を示す。また、この系を基に浸透解析した結果をFig. 6.30に示す。この解析では最終的には128節点、要素総数191で、21本のトランスバースラインを用いた。トランスバースラインを密に用いると自由水面の形状はスムーズになる。

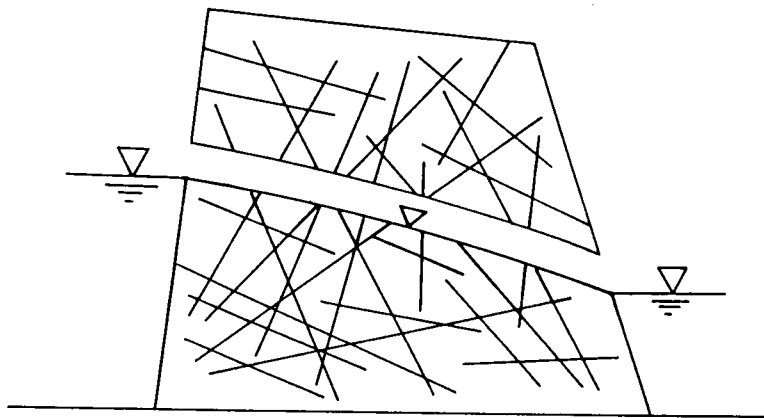


Fig. 6.25 自由水面を有する岩盤モデル

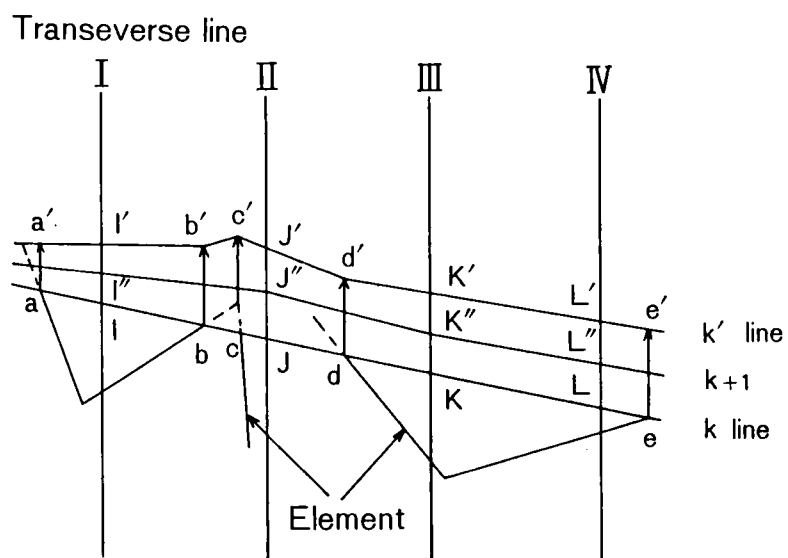


Fig. 6.26 自由水面の移動方法

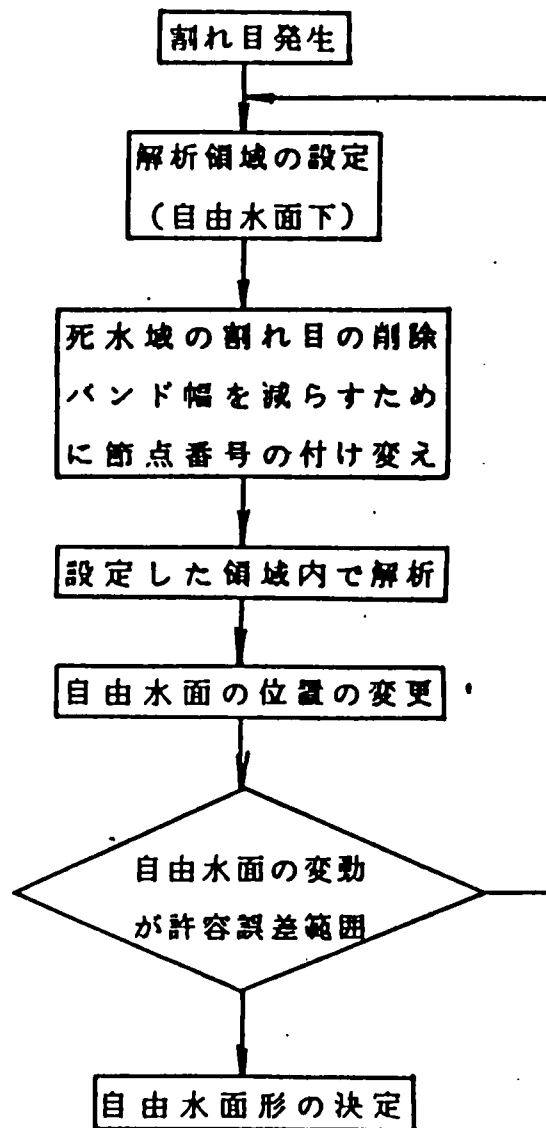


Fig. 6.27 解析フローチャート

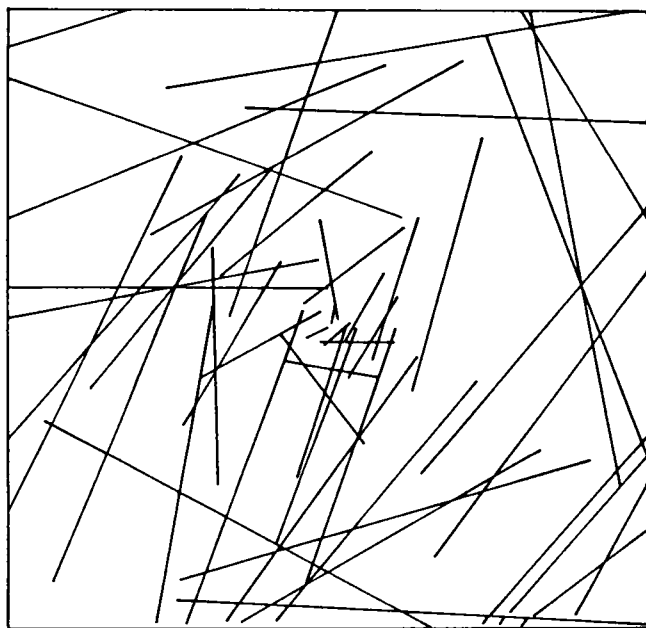


Fig. 6.28 岩盤割れ目のネットワーク

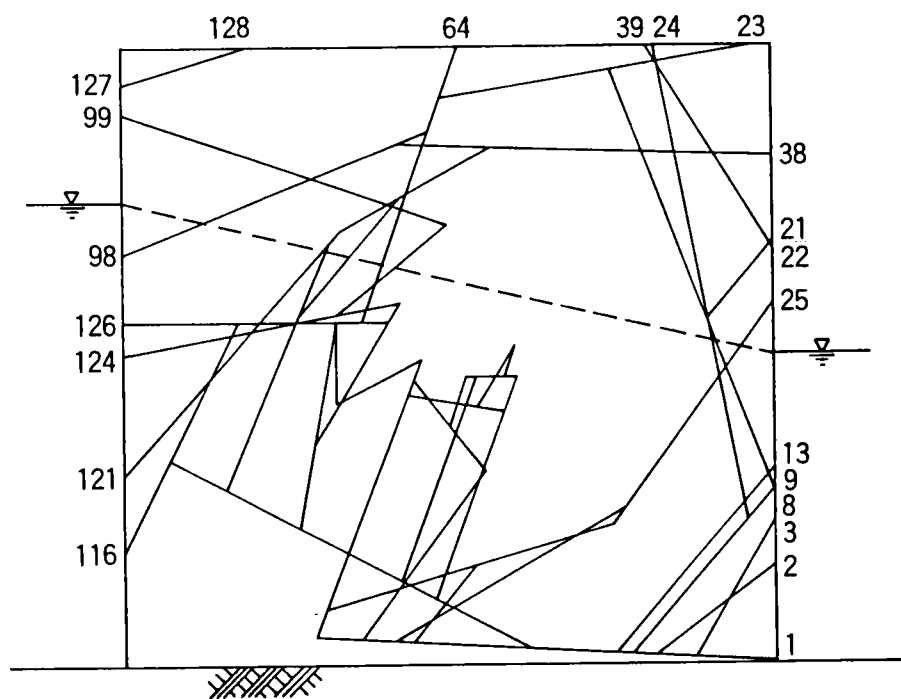


Fig. 6.29 通水に関する割れ目のみ取り出した結果

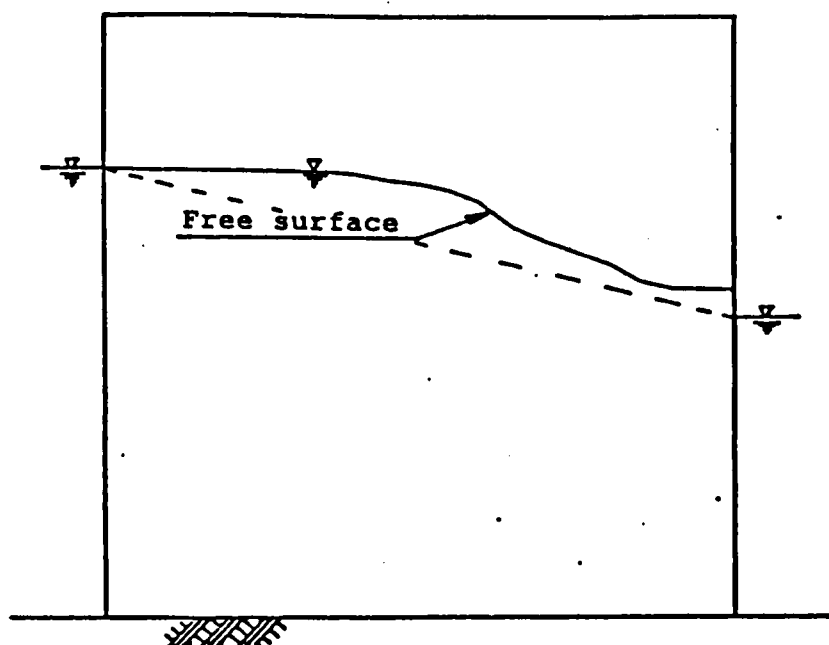


Fig. 6.30 自由水面の位置

6. 4 直交系割れ目のある岩盤の浸透モデル実験と有限要素解析

岩盤の割れ目内の浸透は、その割れ目の幅の分布や、割れ目の連続性あるいは走向などによって、異方性になったり、不均質になったりして、その透水性はきわめて多様である。このように複雑な挙動をする割れ目内の浸透を解析モデル的に取り扱った研究があるが、その透水性の異方性や自由水面の存在を対象としたモデル実験はきわめて少ない。

本研究では、割れ目内の浸透を対象とした被圧滞水層および自由水面を有する不圧滞水層のモデル岩盤を作成し、その内部のポテンシャル分布と浸透形態を求めることを主たる目的とする。この研究より得られた結果は、有限要素法による岩盤モデルの浸透解析結果と比較し、解析手法の検証に用いた。

6.4.1 割れ目の透水係数

岩盤の割れ目の透水係数に関しては、割れ目の幅より推定する方法が一般に用いられているが、割れ目の表面粗度も大きく作用する。また、従来の割れ目幅と透水係数の関係については、その幅がミクロのオーダーでの議論がなされることが多く、幅が数ミリ以上の大きさになった場合でも、従来の提案式がそのまま適用できるかどうかの疑問がある。また動水勾配が大きい領域において流速と動水勾

配の間に直線性が維持されるかどうかにも不明な点がある。ここでは、岩盤のモデル実験で用いる割れ目に対応して、割れ目幅を変化させられる実験装置 (Fig. 6.31) を用いて基礎的な透水実験を行なった。

動水勾配を変化させたことによる、流量の変化の実験結果をTable 6.2に示す。なお、表中の b は割れ目の幅であり、 l は割れ目の奥行きで、 L は割れ目の長さである。

Table 6.2の結果をグラフに表したものがFig. 6.32である。動水勾配 (I) が 2 ~ 3 と大きいにもかかわらず、 $v - I$ の関係はあまり大きな非線形性を示していない。これは、Table 6.2の2300以下のレイノルズ数から推してわかるように、割れ目の中の流れは層流のまま推移しているためと思われる。

割れ目の表面粗度による透水係数の差は、 $b = 1.3\text{mm}$ について2つの実験結果をFig. 6.32より比較すると、当然のことではあるが、粗仕上げの表面の場合に透水係数が小さくなる。

6.4.2 被圧岩盤における浸透

ダムの取り付け部よりの迂回浸透や基礎岩盤の底部を浸透する現象をモデル化するために、Fig. 6.33に示す割れ目モデル岩盤を作成した。Fig. 6.33の実験装置は縦90cm、横180cm、厚さ3.5cmのモデル岩盤内で、Fig. 6.34に示すように幅1.3mm、奥行き20mmの割れ目が鉛直方向にあり、水平方向に幅6.5mm、奥行き20mmの割れ目が平行に並んでいる。なお、水平、鉛直とも割れ目の中心間の距離は50mmである。

このような岩盤の中央に幅40cm、深さ65cmの不透水性の構造物を建設した時の浸透状況を色素を流下させて観察し、また、割れ目の格子点にマンメーターを79点設置して (Fig. 6.33)、その水頭分布を計測した。流線の追跡用の色素として、青インク、過マンガン酸カリ溶液、ウラニン色素溶液、水性ペイント、トイレの防臭用色素 (商品名ブルーレット) など比較した結果、青インクを色素と用いた場合が最も良く割れ目内の浸透を視覚によって観察できることがわかった。浸透実験は定常状態で行われ、左右の水位は実験中はそれぞれ87cm、57cmの一定水位条件に維持した。

マンメーターより岩盤内の水頭分布を計測した結果を等ポテンシャル線に描いた結果をFig. 6.35に示す。色素の流下状況を5秒間隔で写真に撮影して検討した

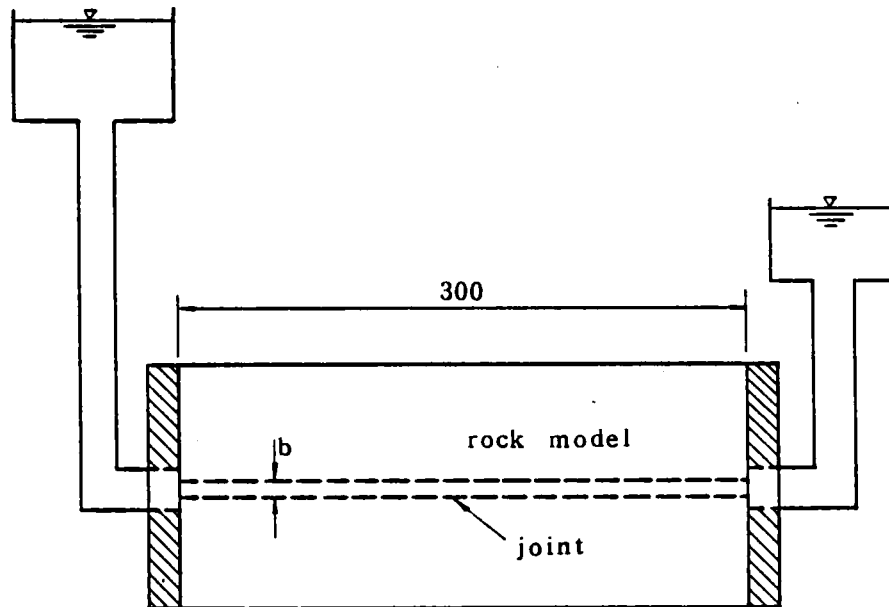


Fig. 6.31 単一割れ目浸透実験装置

Table 6.2 単一割れ目内の流れの実験結果

Headloss	Gradient	Velocity	Permeability	Reynolds number Re
Δh (cm)	i	v (cm/sec)	k (cm/sec)	
b = 0.5 mm , l = 20 mm , L = 300 mm , $k_D = 20.42$ cm/sec				
117.3	3.91	107.07	27.38	428
76.5	2.55	74.07	29.05	296
45.9	1.53	45.41	29.72	182
28.7	0.96	29.13	30.47	117
b = 1.0 mm , l = 20 mm , L = 300 mm , $k_D = 65.33$ cm/sec				
117.3	3.91	184.77	47.26	1478
76.5	2.55	145.05	56.88	1160
45.9	1.53	97.60	63.87	780
28.7	0.96	66.49	69.55	531
b = 1.3 mm , l = 20 mm . L = 300 mm , $k_D = 110.41$ cm/sec				
117.3	3.91	202.43	51.77	2100
76.5	2.55	159.79	62.66	1661
45.9	1.53	119.71	78.34	1244
28.7	0.96	89.18	93.28	925

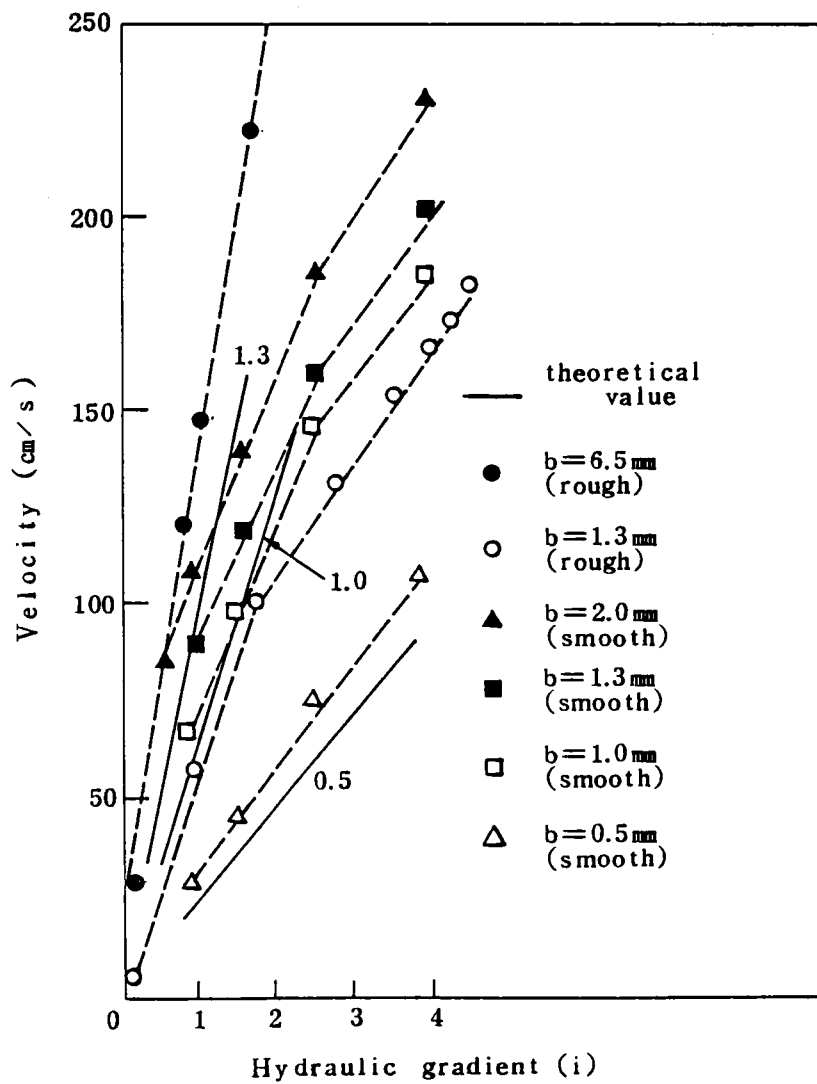


Fig. 6.32 単一割れ目浸透実験結果

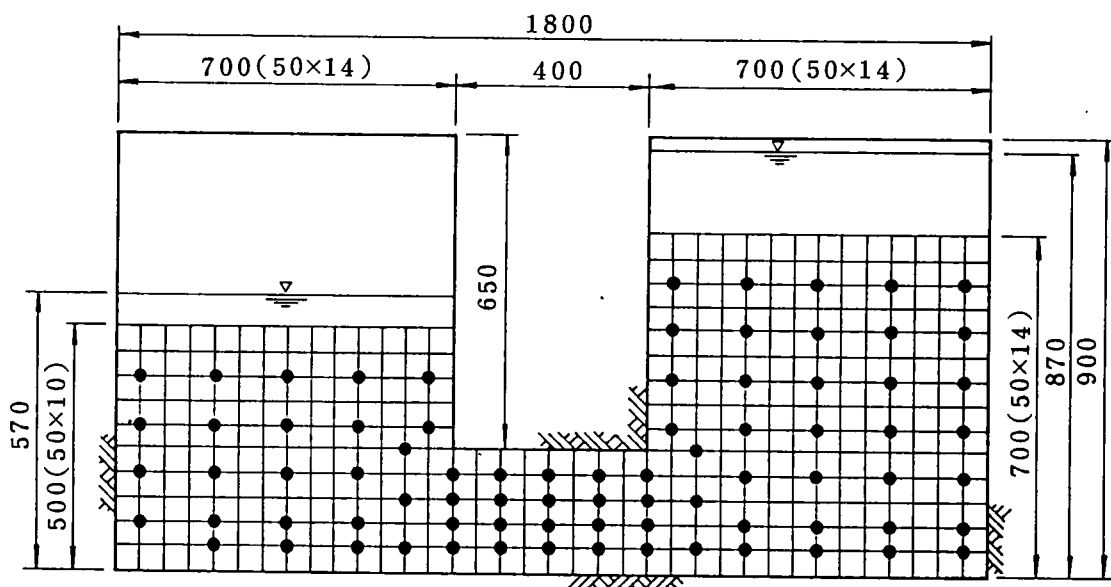


Fig. 6.33 模型実験装置と圧力測定位置

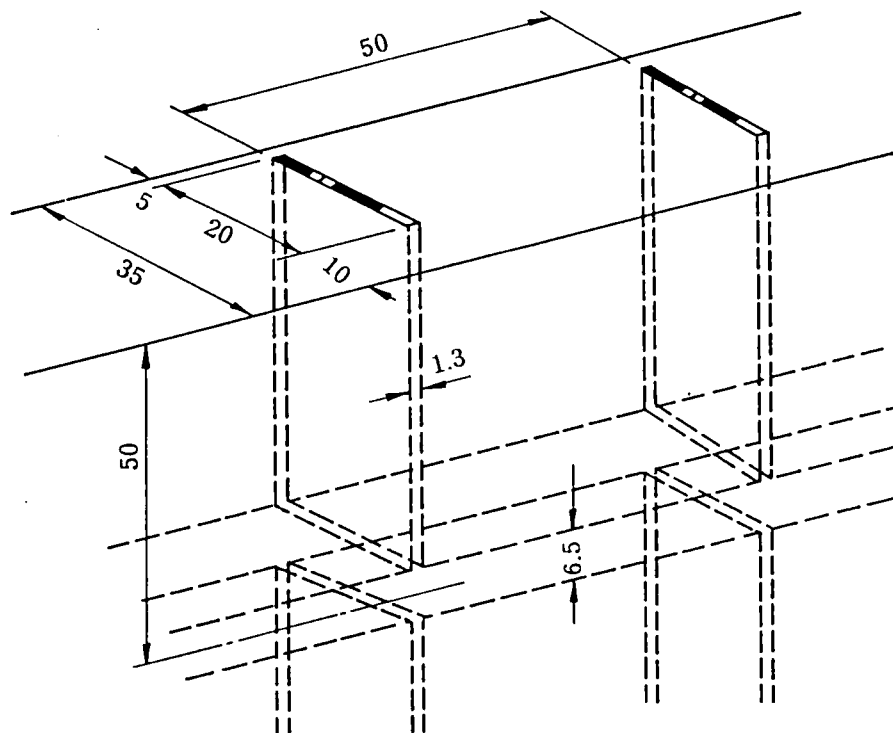


Fig. 6.34 実験模型内の割れ目

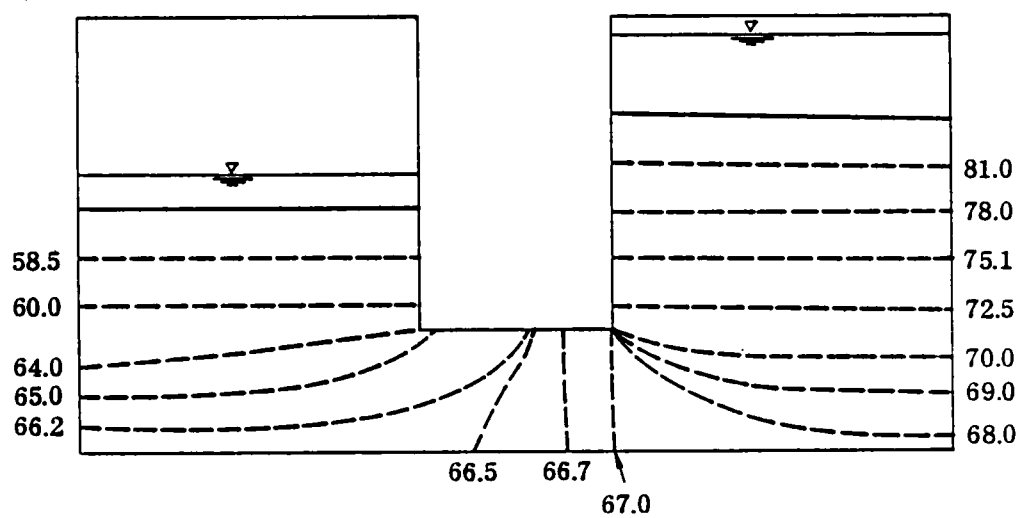


Fig. 6.35 異方性岩盤モデルの実験結果
(ポテンシャル分布)

が、色素は約25秒で下流側に達しており、その流線は、異方性の土中の浸透の流線に類似した形態をしていた。この時の定常時の流出流量は $131.6\text{cm}^3/\text{s}$ であり、単位奥行き（1 cm）に換算すると $65.8\text{cm}^3/\text{s}/\text{cm}$ となる。一方、構造物の下では流線が広い割れ目方向にあり、等ポテンシャル線は流線と平行している。この場合には透水係数が大きくなり、その間での動水勾配の低下もきわめて少ない。

Fig. 6.36は実験と同じ幾何学的、推理学的条件で有限要素解析を行った結果をポテンシャルコンターで表現したものである。解析と実験の両方の結果は、傾向的にはほぼ一致しているが、実験値の方が、水頭にして3cmだけ低い。これは、実験時に注水側の割れ目が通水中に目詰まりを起こしたためではないかと推測されている。また、岩盤中のところどころで解析値が実験値と異なるが、これらは計測誤差と水が割れ目しか通らないことに起因しているようである。ただし、解析による流量計算値は、 $80.3\text{cm}^3/\text{sec}/\text{cm}$ で実測値に近い。

これらを総合的に判断すると、岩盤の異方性の浸透に関する影響は、その割れ目の方向と流れの方向に大きく左右されることがわかる。流れに直角方向に大きな割れ目が存在すると、そこでのルジオン試験による結果は大きくなるが、実際の浸透にはこの大きな割れ目はあまり関係がないということになる。このことはグラウトを行う場合にも、高圧でグラウトを行うと浸透に関係のない間隙に多量に注入することになり、実際には浸透に関係する方向の細い割れ目にだけ低い圧で注入すれば十分な場合もある。

6.4.3 不圧岩盤における浸透

自由水面を有する岩盤の割れ目内の浸透に関する研究は、まだまだ解明せねばならないことが多く、従来の岩盤浸透は割れ目内が飽和されている状態での浸透を主たる目的としてきた。しかし、岩盤に割れ目のある所にダムを建設して、湛水を行う場合には流れは自由水面を持ち、被圧地下水とは異なった挙動をすると考えられる。ここでは、この自由水面を有する地下水の流れの形態を知る目的で Fig. 6.37に示す高さ90cm、長さ180cm、厚さ3.5cmの岩盤に幅1.2mm、奥行き20mmの割れ目が水平方向と鉛直方向にあるモデルを作成した。

実験は2種類について行い、まず、岩盤の上部に幅35cmの所から給水を行って、その時の浸透状況を調べた。また、岩盤の左右に一定の水位がある状態での自由水面の形態とその流線を色素を用いて観察した。

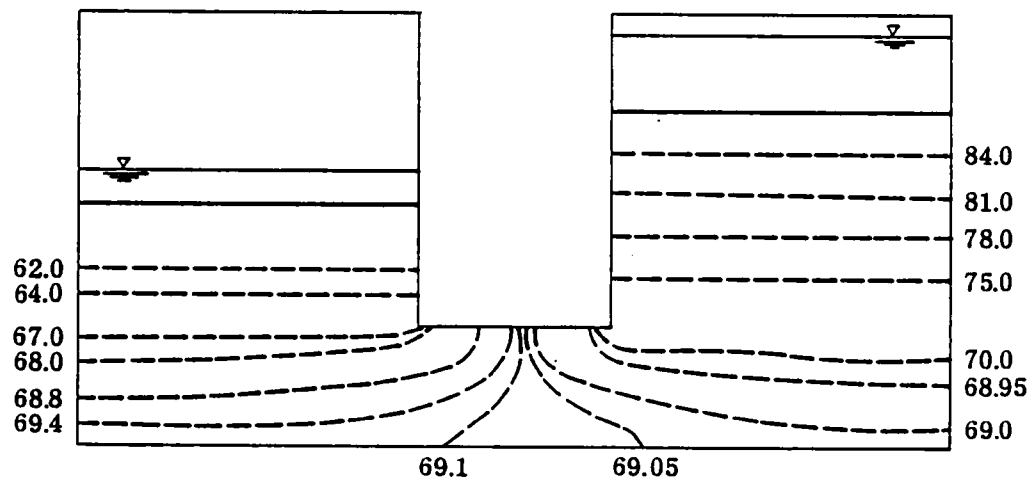


Fig. 6.36 有限要素法による異方性岩盤の浸透解析結果
(ポテンシャル分布)

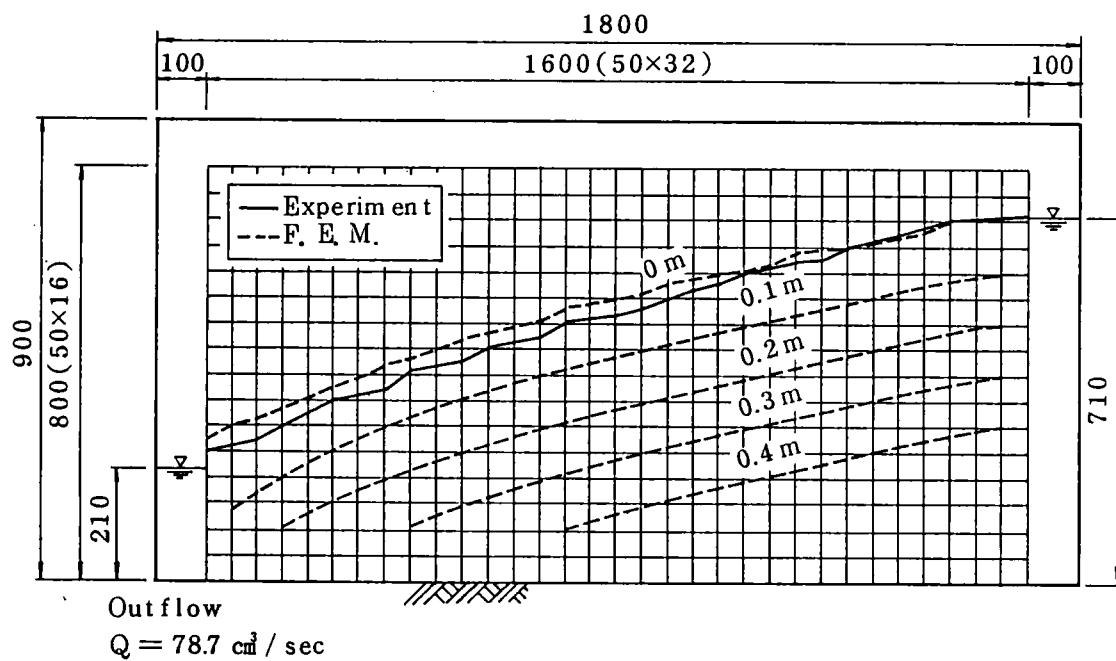


Fig. 6.37 不圧浸透流の実験結果と解析結果の比較

ダムの湛水あるいは山上の湖モデルとしてFig. 6.37に示す条件での岩盤内の割れ目内の浸透実験を実施した。実験は2段階よりなり、まず上部に一定水位の湛水を行い、上部の割れ目をその間は閉じておき、 $t=0$ で瞬時に開いて、その後の浸透状況を観察した。流れている流体が水であり、ここで用いた割れ目幅が1.3mmと大きいために、その非定常の挙動を時間的に追跡することは困難であったが、その結果を写真やビデオに撮影して検討した。

次に上部に90mmなる一定水位を与え、左右にそれぞれ215mm、662mmの一定水位を維持した状態での自由水面がFig. 6.37に示すように得られ、左端に大きな浸出面を形成した。この時の流出流量は左端で $65.8\text{ cm}^3/\text{s}/\text{cm}$ であった。

流線の方角を探究する目的で上部より色素を流下させると、土中の浸透のように一つの流線とはならず下流に広がって行く挙動をした。また、上部の左端より流下させた色素は自由水面型上を流下するが、自由水面より上部の割れ目の間も流れ、次の鉛直方向の割れ目を通して下に落下するという形態を示した。このことについては、次の実験でも述べる。

ダムモデル実験は、Fig. 6.38に示すように左右に一定水位を保ち、それによっ

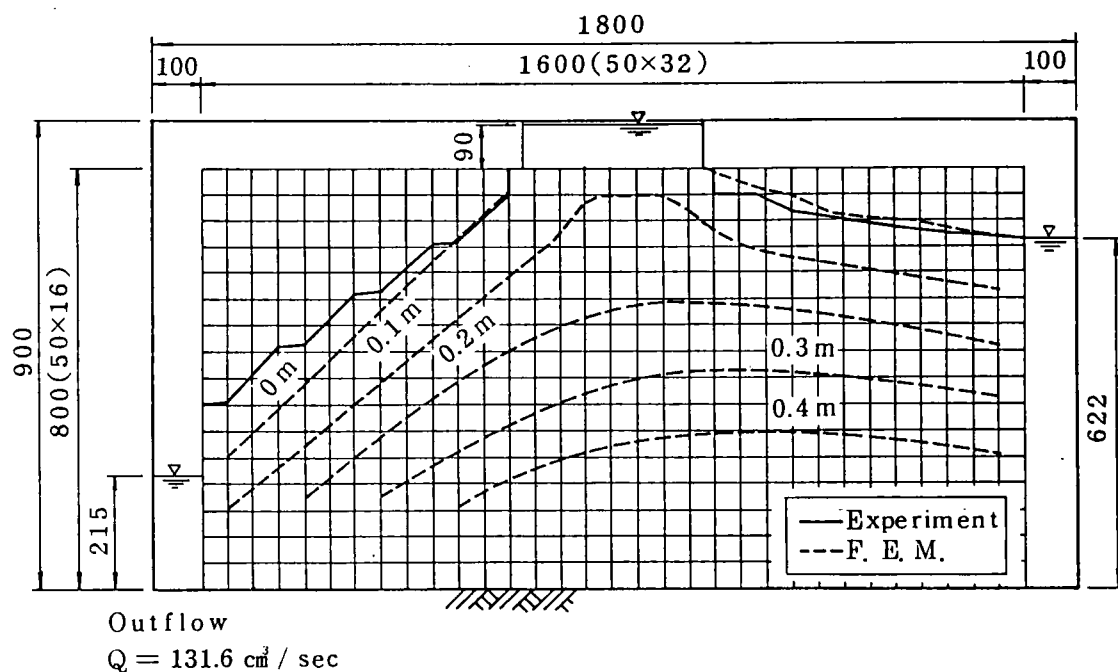


Fig. 6.38 湛水モデルの実験結果と解析結果の比較

てできる自由水面の挙動を観察する、自由水面を有する浸透では最もポピュラーな方法である。左右にそれぞれ21cm、71cmの水位を一定に保ち、自由水面形をFig. 6.38に示すように求めた。なお、この時の流出流量は $39.4\text{cm}^3/\text{s}/\text{cm}$ であった。流線については、右端に13点に注入用の穴を開け、厚肉ラバーで遮水して、そこから注射針を挿入して色素を流下させることによって求めた。その流線の形態は土中の浸透とはきわめて異なった様子を示している。

また、自由水面においても、縦方向の割れ目の中の水位の位置を結んで水面としたが、水が割れ目内を開水路的に流下する場合が現れ、このような流れを管路内の流れより求めた割れ目内の浸透から説明することは困難であると思われた。

自由水面の位置決定については、Fig. 6.37, 6.38に解析結果と実験結果との比較を示すが、ここでは繰り返し計算が6回で自由水面上の最大誤差が0.7cmほどとなり、解析結果は実験値と良く一致していることがわかる。

6. 5 ダム湛水池周辺地山の実岩盤浸透流解析

6.5.1 概要

ダム湛水池建設現場周辺地山の左岸、下部輝石安山岩層における岩盤調査で判明している長大クラックを用いて、有限要素法による決定的手法を利用して解析を実施した。

ダム周辺の地形図をFig. 6.39に示す。このダムの満水位は1090mであるが、現在の地下水位状態（平水状態と呼ぶことにする）で、湧水地点の判明しているところは明示してある。ダムが満水位となったときの平均水位差は100m前後と推定されている。

岩盤調査により判明している長大クラックは3グループあり、“F”、“A”、“O”と名付けられている。“F”の本数は34本、“A”は18本、“O”は13本、計65本である。割れ目の有限要素メッシュ（ネットワーク）を作るにあたっては図面上極めて近傍にあるクラックは1本にまとめて、計算を実施した。このような操作を行った後、完成した有限要素メッシュはFig. 6.40に示すとおり、要素総数1014、節点総数555となった。

流量は割れ目の開口幅の3乗に比例するため、この割れ目の開口幅の算定が大きな課題となる。観測されている長大割れ目の開口幅はきわめて大きく、この調

査値をそのまま代入して計算すると大変な流量を過大に評価することになる。通常の割れ目はある部分は開口していても、中で閉じていたり、充填物がつまっていたりする。このように割れ目を解析に用いる時にどのようにしたらよいかについての定説はないが、今回は1つの試みとして、観察された割れ目の充填物の種類によって換算して割れ目の開口幅を求めた。3つの長大割れ目のグループに対して3種類（粘土・破砕帯が共存する場合、粘土・破砕帯のいずれか一方のみ存在する場合、オープンクラックの場合）の割れ目を仮定した場合がCase 1、割れ目の透水係数をすべて $1.3 \times 10^{-1} \text{ cm/sec}$ として等価開口幅を仮定した場合がCase 2に相当している。

たとえば、Fig. 6.41のように開口幅 $2d$ の割れ目の間に充填物として透水係数 k_s の砂が隙間なく詰まっているとすると、この割れ目の透水性と等価な透水性をもつ割れ目の開口幅 $2d_0$ は次式で表現できる。

$$2d_0 = \sqrt{12\mu k_s(2d)/\rho g} \quad (6-31)$$

6.5.2 解析の結果と考察

1) 満水時流出量の概算

有限要素法による浸透計算に用いた仮定は次の通りである。

- ・満水時下流端との水位差100mとする。
- ・境界条件として湛水域は流入点、それ以外の点は流出点とし、岩盤調査で判明している湧水点の位置も下流水位として考慮する。

水位の差を100mとして、3次元的な高低を考慮に入れた流量を考えると、全流出量は、Case 1で1070t/day、Case 2で11100t/dayという値となった。Case 2の結果は流量としてかなり大きい、Case 1の場合はルジオン試験や各種の調査で推定されている値とそれほど変わらなかった。

2) 平水位時流出量

原位置でのボーリング孔内水位をもとにして描いた地下水コンター図をFig. 6.42に示す。Fig. 6.39の有限要素メッシュのもとで、この水位を保つために、各節点間でどのような水の出入りがあればよいかを計算した。解析の結果を各溪流の流量実測値と比較し、差異があるときは、その溪流と関係のある長大割れ目の

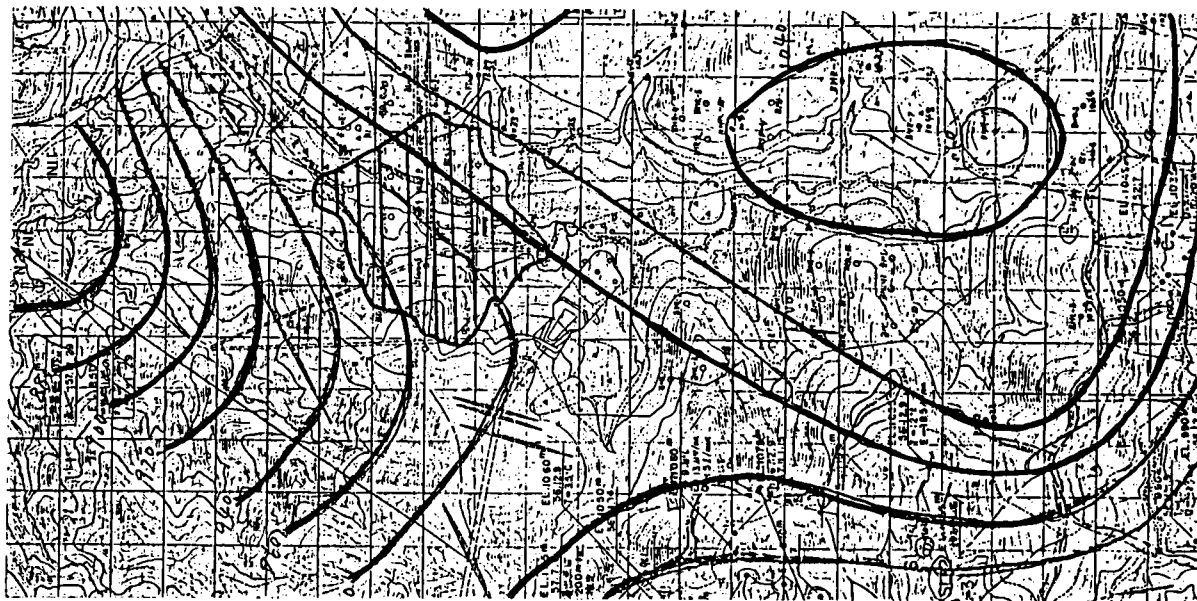


Fig. 6.42 実測水位コンター図

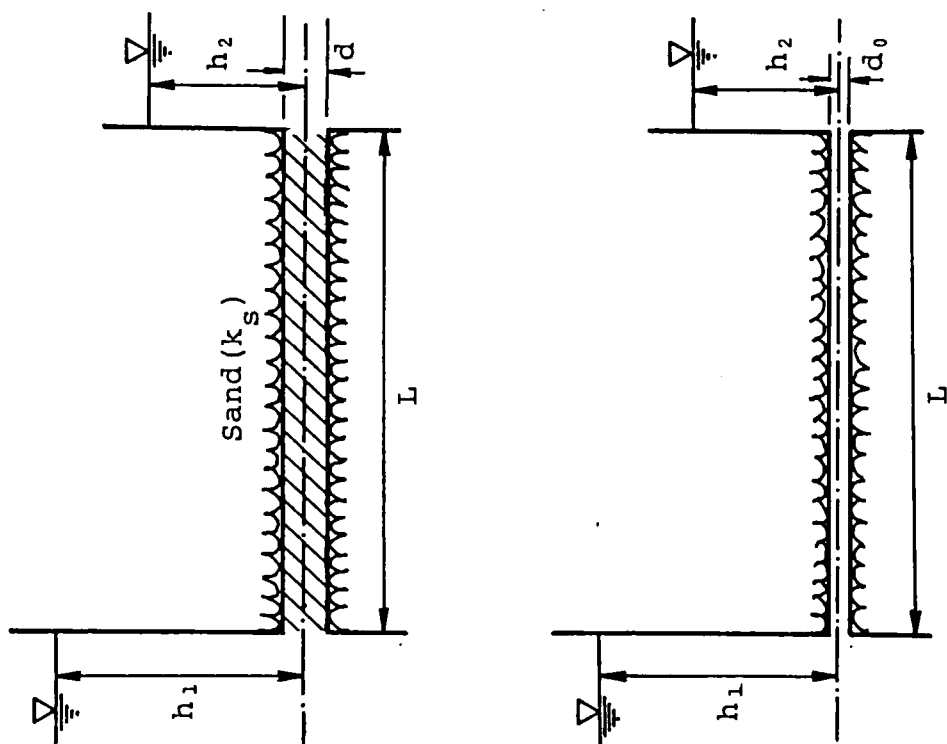


Fig. 6.41 等価割れ目透水係数の算出

Table 6.3 平水時周辺溪流流出解析の結果

溪流名	実 測 値	解 析 値		平水位高低差 (m)
		変 更 前	変 更 後	
	流出高×面積 (ton/year)	流出高×面積 (ton/year)	流出高×面積 (ton/year)	
ネベ沢	6.340×10^5	4.790×10^5	5.960×10^5	ネベ沢 A 40.0 ネベ沢 B 30.0
ネベ沢 (田茂沢)	1.570×10^5	-4.750×10^3	-1.470×10^3	5.0
田茂沢支流	8.170×10^4	1.220×10^4	5.240×10^4	10.0
岩カブト沢		5.510×10^5	3.980×10^5	50.0
並 川	2.36×10^5	8.250×10^5	3.390×10^5	70.0

割れ目幅を変えることにより、Table 6.3のような結果を得た。流量を計算するに際してTable 6.3の右に記したような水位の高低差を用いた。解析の結果は領域内において多くの点での流出を示唆しており、これは平水時に水位コンターが凸になっている、すなわち導水勾配が大きくて地下水を途中で排出せざるを得ない形になっていることを示している。解析上はこの流出は別の節点で取り込まれている可能性もあるので注意が必要である。Table 6.3の結果は境界での流出量を選び出したものである。ただし、湧水地点の標高をポテンシャルで考慮した解析となっている。

湛水池からの満水時の流出量を平水時からの増加分として計算すると、14142 t/day（純増）となった。長大割れ目の開口幅は、解析での平水時の流量が実測とほぼ一致した時のものを用いた。

4) 湛水池満水時のグラウト効果

湛水池からの漏水を減少させるのに、どの程度の止水を行えばよいかの目安を得るために、割れ目の幅を変えることによってグラウトの降下を計算した。グラウト率80%は割れ目幅を20%（もとの値×0.2）としている。グラウトを行うと仮定した要素を Fig. 6.43の太線で示している。こうして計算した流出量の変化を Fig. 6.44に示す。グラウト率と流出量の関係は、予想されたとおり3次関数（流量は割れ目幅の3乗に比例）に近い。

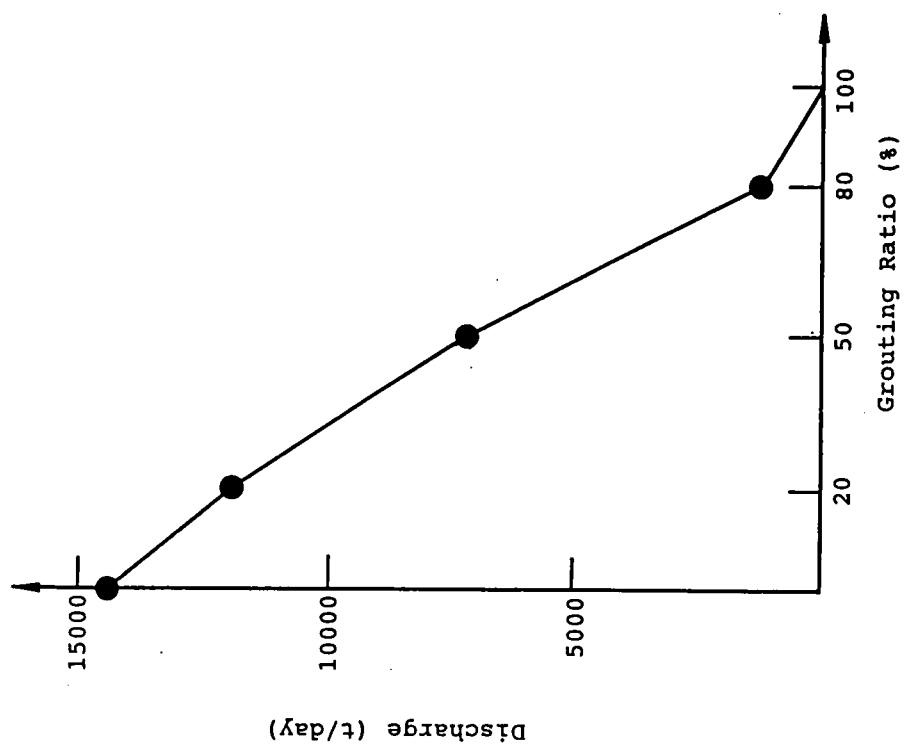


Fig. 6.44 止水用グラウトの効果

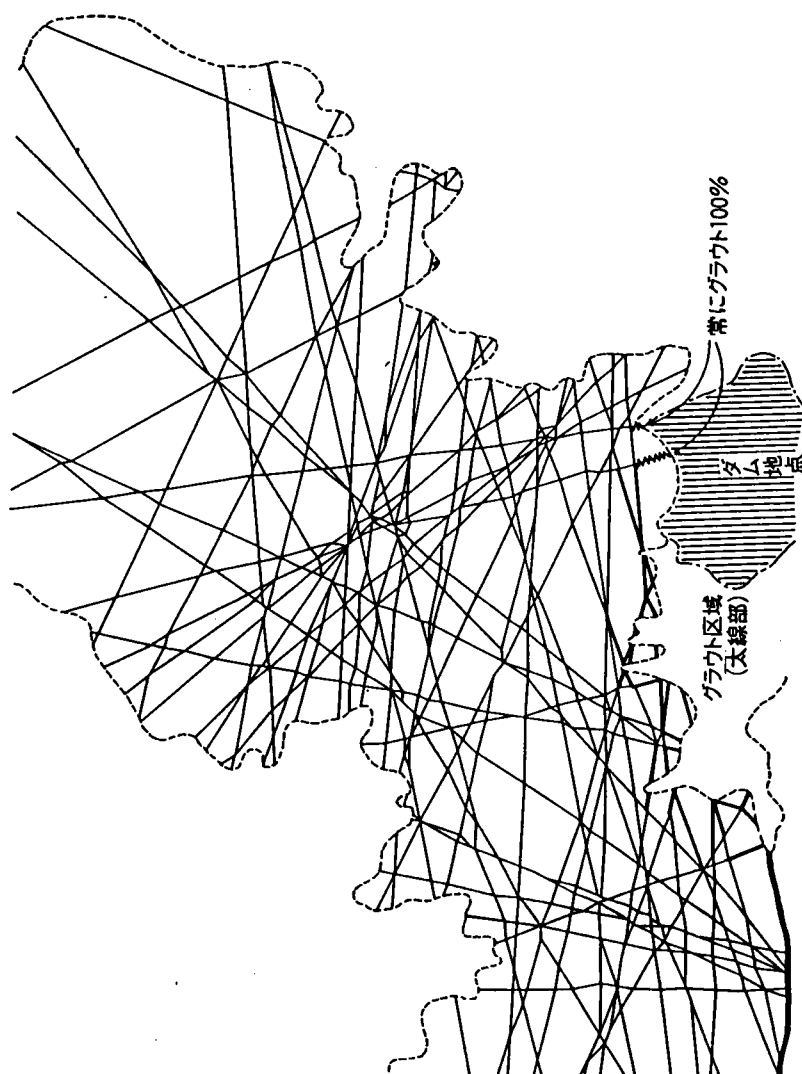


Fig. 6.43 グラウト解析用有限要素分割図

6. 6 不連続岩盤の等価連続体浸透流解析へのアプローチ

6.6.1 概略

この手法では、岩盤内に含まれる割れ目の大きさ、分布、方向などを統計的に処理し、岩盤を多孔質連続体に置換して透水係数を算出する。これは、連続体解析の方法を用いるので、透水試験から透水係数を求める従来の考え方と同じようにみえるが、手法的には岩盤の性質としての不連続性の効果というものを計算内容に取り入れているので、単に原位置でのルジオン値を透水係数に変換するのとは本質的に異なる。

この手法の端緒は、Barenblatt(1960)により開かれ、WarrenとRoot(1963)によって二重空隙モデル(Double Porosity Model)として概念が完成された。しかし、基本的には、ランダムな割れ目ネットワークの取り扱いが困難であるため、一般的な岩盤浸透モデルを設定できるまでには至っていない。これに対し、割れ目分布や方向の特性を統計処理し、そのデータを基にコンピュータで再び割れ目パターンを解析し、等価透水係数を算出するという方法がLongら(1982)によって考案された。この手法は、岩盤の透水モデルに割れ目のランダム性を自由に取り入れることが出来、決定論的考えと確立・統計論的考えの両者を含んでおり、今後の岩盤浸透の研究の方向を示すものと想定できるのでその概要を述べる。

6.6.2 割れ目の統計処理と等価透水性の算定手法

まず、割れ目調査データを現地で得た後、分類し、割れ目の特性の分布を数学的に取り扱える分布形で近似する。その後、基準となる岩盤の体積(3次元)あるいは面積(2次元)を定め、解析領域として統計処理した割れ目データをプロットし、ネットワークを作る。このネットワークを有限要素法で解析、解析領域を回転しつつ流体を流し、流れの異方性を検討する。ネットワークが特定の方向を向いていたり、特別に開口幅の大きい割れ目が混入したりしていると強い異方性が透水性に現われる。割れ目がランダムに分布していれば、全体的には等方性で見られる結果が得られる。

(1) 割れ目分布の発生方法

前節に述べたとおり、割れ目情報をもとに発生領域に割れ目のネットワークを描く。研究の成果によると、割れ目はそれぞれ独立に存在しており、位置はポアソン分布、長さは対数正規分布や指数分布、方向は正規分布、開口幅は対数正規

分布に従っているといわれているが、詳細は11章で検討する。

分布の形態を知った後、Fig 6.4のように割れ目のネットワークを描くために必要な事項を本節に示す。

(2) 等価透水性の算定方法

Fig. 6.45に今回用いた解析手法の概略を、フローチャートの形で示す。それぞれの項目を説明すると、

- a) サンプルングを行う。どの程度のスケールのサンプルングを行うか、また何個のサンプルングデータが必要かは考慮せねばならない。
- b) サンプルングを行った岩の割れ目について、方向、長さ、開口幅を調べ、その分布がどの様になっているか調べる（正規分布、対数正規分布、指数分布など）。たとえば、Fig. 6.46の様な頻度図が得られたとすると、これは2つの正規分布の重ね合わさったものと考え、そのように近似する。
この2つの卓越した割れ目系をSet 1、Set 2 とする。Set 1、Set 2 について長さ、開口幅の分布を調べ、それぞれの平均値、分散といったパラメータを得る。例としてTable 6.4を示す。
- c) 平均値、分散といったパラメータをもとに、Fig. 6.47の様にして $L \times L$ の発生領域に、割れ目のネットワークを作成する。卓越する割れ目系が3つ

Table 6.4 割れ目の統計パラメータ

	パラメータ	SET 1	SET 2
密度	割れ目の数	30	40
方向	正規分布 μ , σ (度)	30, 5	60, 10
長さ	対数正規分布 μ , σ (cm)	50, 10	45, 7.5
開口幅	対数正規分布 μ , σ (cm)	0.001, 0.005	0.005, 0.001

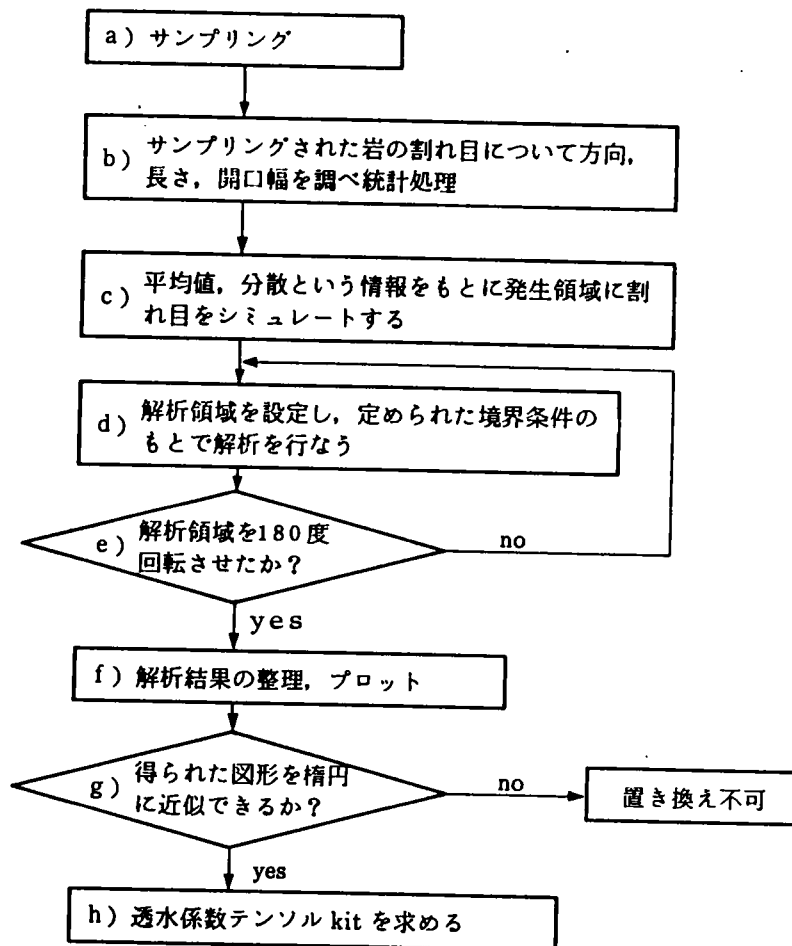


Fig. 6.45 解析手順フローチャート

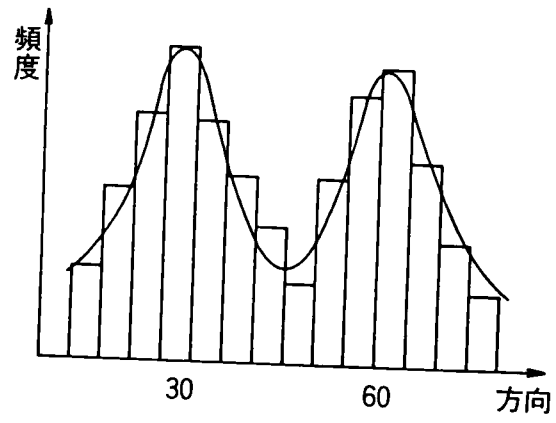


Fig. 6.46 割れ目の頻度分布

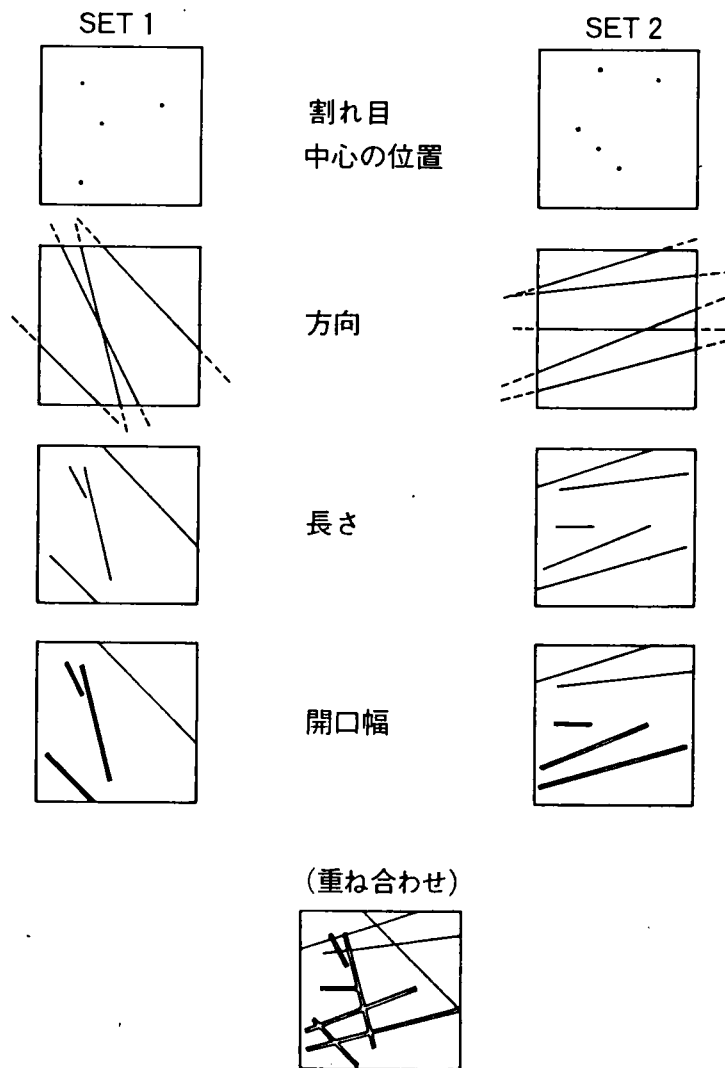


Fig. 6.47 割れ目セットの重ね合わせ

以上でも考え方は同じである。Table 6.4をもとに作成したネットワークが Fig. 6.48である ($L = 110\text{ cm}$)。

- d) e) Fig. 6.49は、発生領域と解析領域の関係を示している。解析領域に、Fig. 6.50の境界条件のもとで線要素を組合せた有限要素法による解析を行い、流量を求める。岩盤の透水性の異方性を知る為に、圧力を加える方向を変えて行く。すなわち解析領域の回転を行っている。
- f) 主方向の透水係数は、Fig. 6.50の境界条件のもとにおいて、次式で与えられる。

$$\begin{aligned} k_{xx} &= Q_x / \{ (\phi_2 - \phi_4) L' / L' \} \\ &= Q_x / (\phi_2 - \phi_4) \\ &= Q_x \end{aligned}$$

ここで Q_x : 単位厚さにおける SIDE 2 に流れ込む流量

ϕ_2 : SIDE 2 のポテンシャル (境界条件)

ϕ_4 : SIDE 4 のポテンシャル (境界条件)

L' : 解析領域の1辺の長さ

整理の方法として、解析領域の回転角 α に対する透水係数 $K(\alpha)$ の関数

$1/\sqrt{k(\alpha)}$ を極座標系にプロットする。

- g) h) プロットされた図形より透水係数テンソル k_{ij} を得た後、その不連続性岩盤と等価な異方透水性をもつ不連続性岩盤への置き換えをする。

6.6.3 解析結果および考察

この章においては、具体的な種々の例題について解析を行い、それぞれの結果について考察を行う。

(1) 無限の長さをもつ理想化された割れ目ネットワーク

ここで説明した手法がすでに実証された理論とどの程度合致しているのか調べるために、無限に長い割れ目を持つ割れ目系の透水性についての理論解との対比を行った。Fig. 6.51に示すような、 $110\text{ cm} \times 110\text{ cm}$ の発生領域に間隔が 10 cm 、長さが無限の平行な割れ目系が 30 度で交差するモデルを想定する。割れ目の開口幅は全て 0.1 cm である。

このモデルは対称な形状をもつので、回転角は 0 度から 105 度まで 15 度おきに解

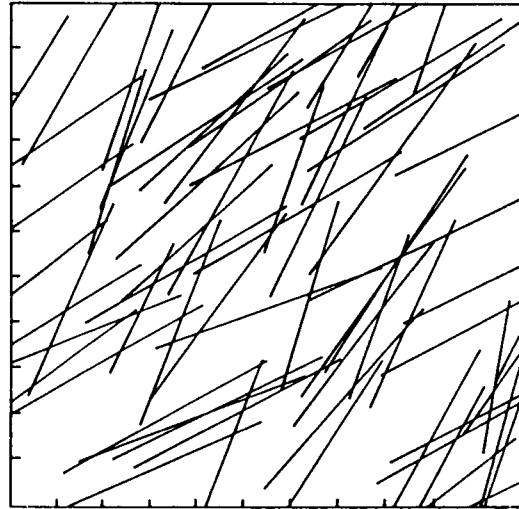


Fig. 6.48 割れ目ネットワーク

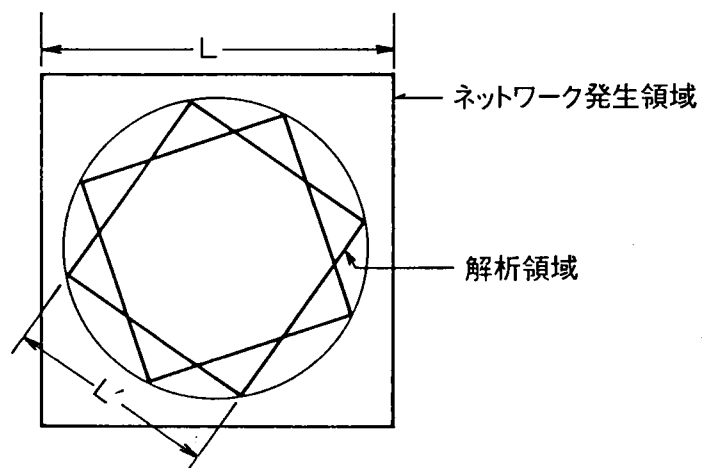


Fig. 6.49 解析領域の設定

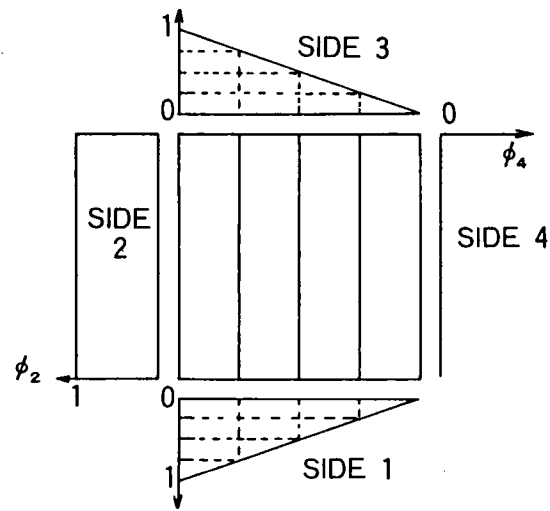


Fig. 6.50 境界条件の設定

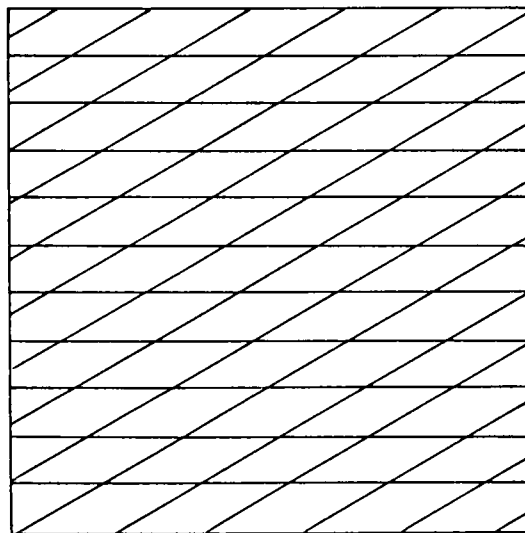


Fig. 6.51 連続した割れ目を持つ岩盤

析を行うことで、360度回転させた結果を知ることができる。Fig. 6.52に回転の様子を示している。解析の結果をまとめるとFig. 6.53になるが、15度毎にプロットした点の集合は、Snow(1966)が数値的に導いた楕円によく近似できる。しかし回転角が100度の時は楕円から遠ざかっている。その理由としては、回転角100度の時の解析領域を示したFig. 6.54を見ると、SIDE2と接続する要素の数が3本しかなく、解析領域が小さすぎると考えられる。そこで、Fig. 6.55で示すような間隔が5 cmで、交差する角が30度、開口幅が全て0.1cmのモデルについて解析を行った。この場合、1つのSIDEと接触する割れ目の数が前のモデルの倍である。解析結果と理論的に求めた透水楕円との比較を行ったのがFig. 6.56である。この結果は明らかにFig. 6.54より理論楕円に近づいていることを示している。また回転角100度に対する点もはるかに楕円に近づいている。

このように解析領域内に存在する割れ目の数が多くなればなるほど、解析に対する割れ目の情報が増し、よい結果が得られる。この近似楕円をもとにして透水係数を求めると、不連続性岩盤を異方透水性を持つ連続な岩盤に置き換えることができる。

(2) 割れ目分布の情報を利用した解析

不連続な割れ目を等価な異方透水性を有する連続体に置き換えるにあたって、影響を与える要因として考えられる開口幅の分布、方向の分布、解析領域の範囲について解析を行った。

まず、割れ目の位置はポアソン分布、方向は正規分布、長さとは開口幅は対数正規分布にしたがうモデルについて解析を行う。Table 6.4に示したような分布の平均値、標準偏差を持つ割れ目のネットワーク図(Fig. 6.48)を用いる。

上記の手法に従って実施した解析の結果をFig. 6.57に示す。この図は計算結果を楕円に近似することは不可能であることを示している。その原因としては、開口幅がSet 1、Set 2において平均値がかなり異なり、ばらつきもかなりあるためと思われる。したがって、このような岩盤を等価な異方透水性を有する連続体に置き換えることは合理的でなく、不連続体的な解析を行わなければ現実の挙動をシミュレートできない。

次に、割れ目の位置、方向、長さは前の例と全く同一で、開口幅をすべて一定0.005cmとしたモデルについて解析を行った。解析結果をFig. 6.58に示す。今度

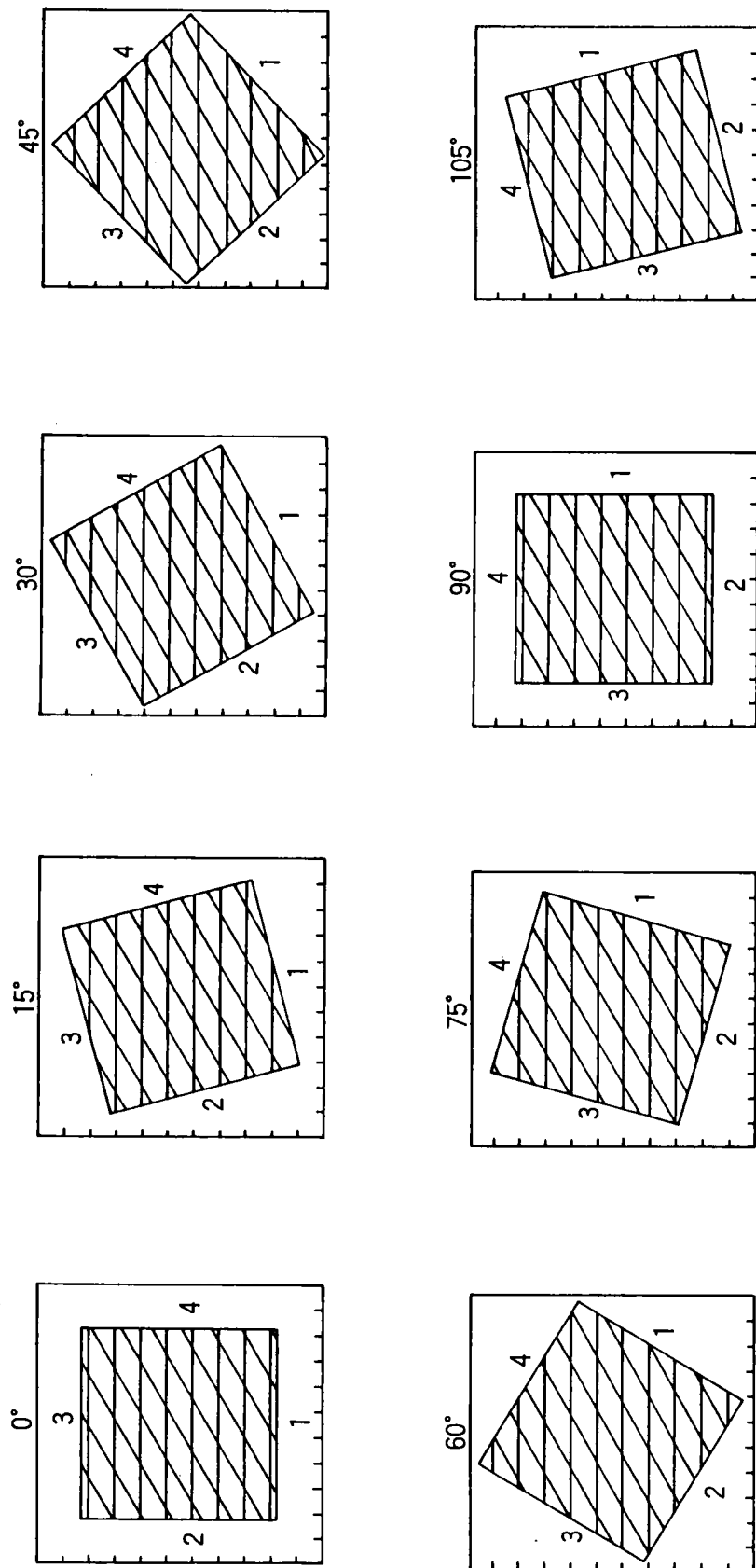


Fig. 6.52 解析領域の回転

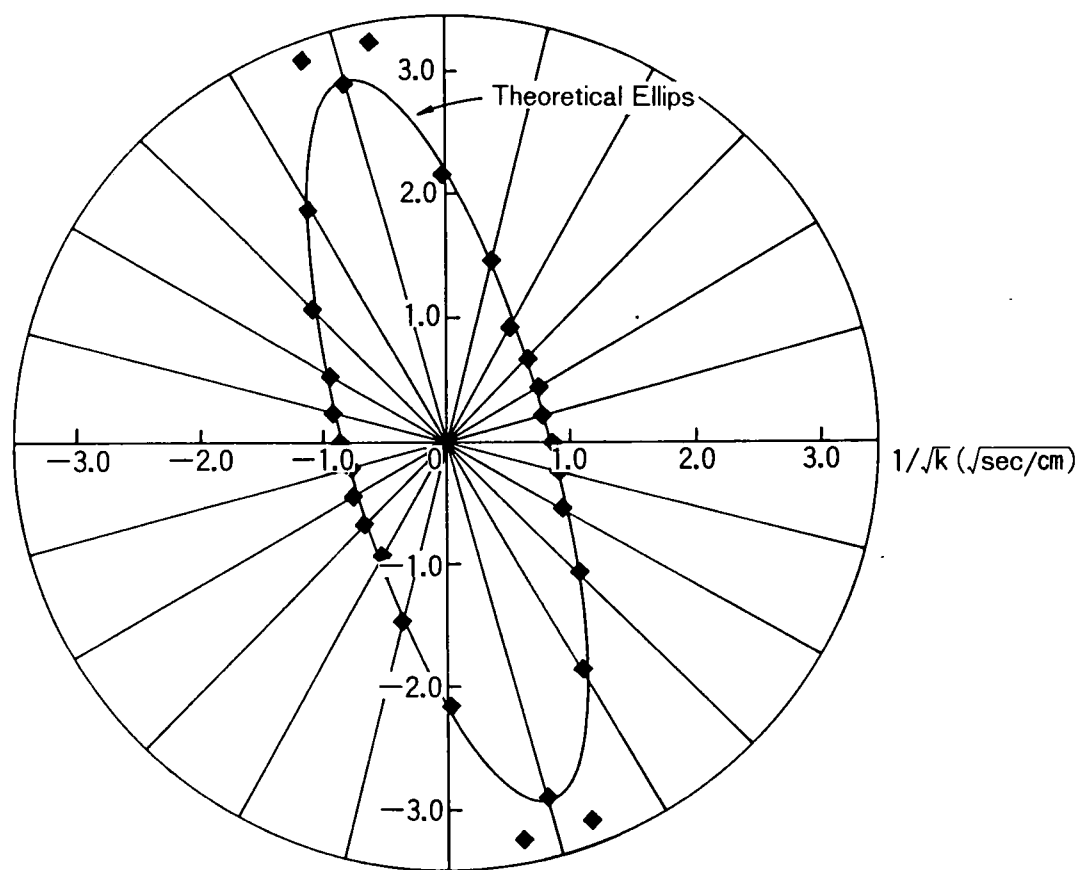


Fig. 6.53 解析例と理論値の比較

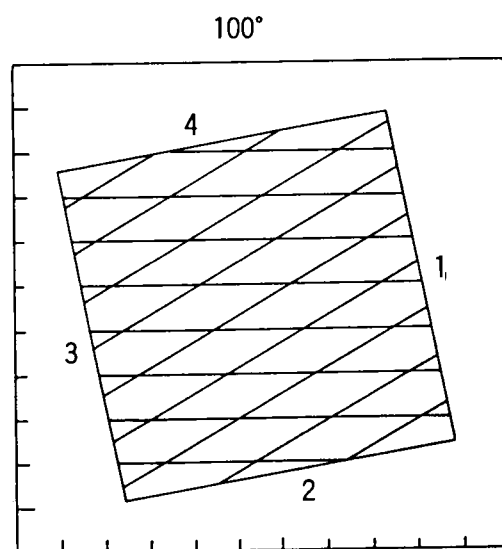


Fig. 6.54 回転角100度の解析領域

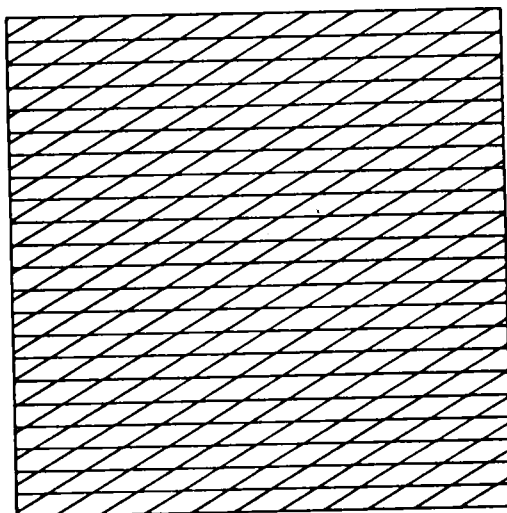


Fig. 6.55 連続した割れ目を持つ
岩盤のモデル図

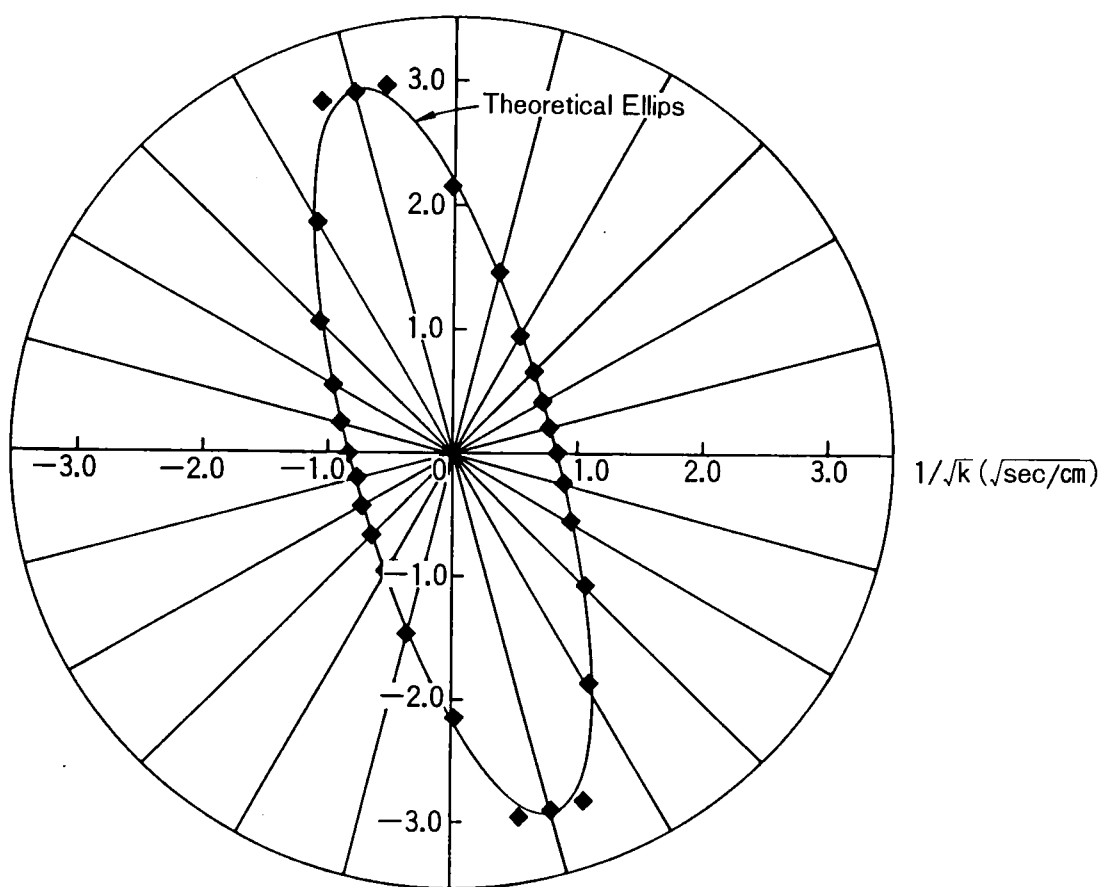


Fig. 6.56 解析例と理論値の比較

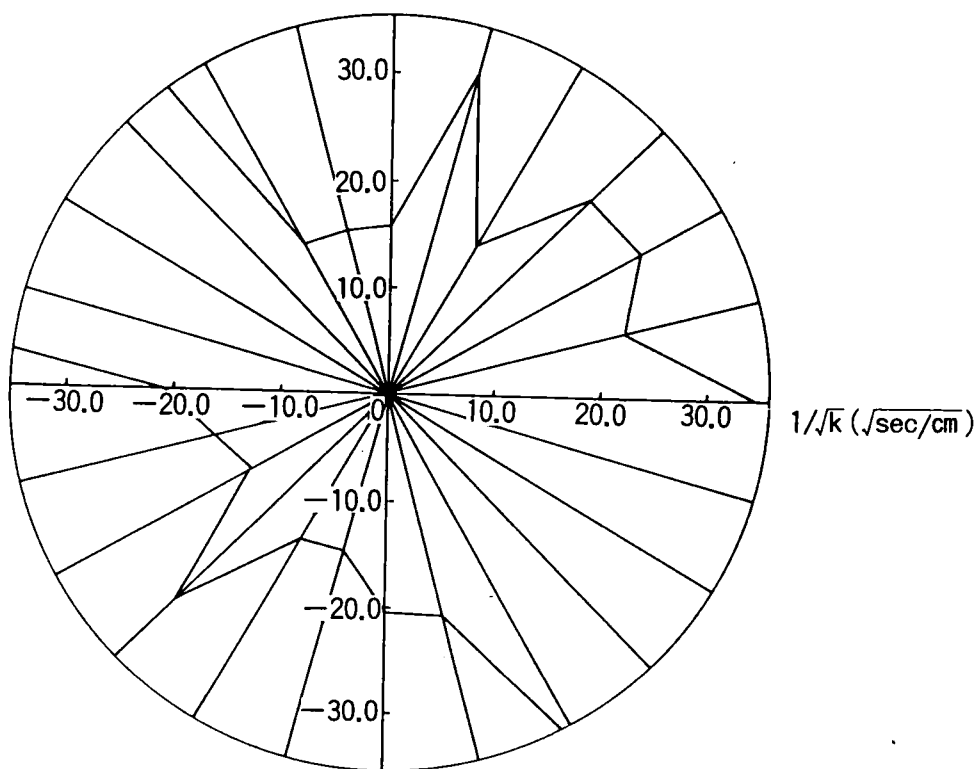


Fig. 6.57 透水性の極座標表示

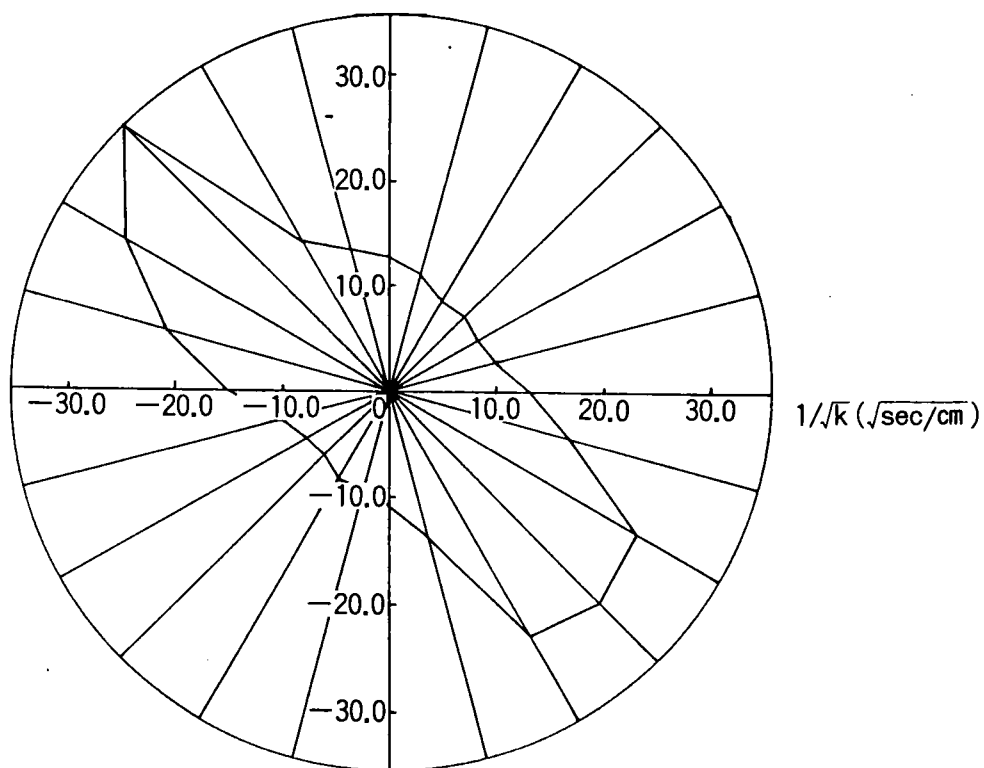


Fig. 6.58 透水性の極座標表示

の例は透水性が前の例とかなり異なっており、Fig. 6.57に示したモデル岩盤は楕円形の透水異方性を持つものとして近似計算をすることができる。楕円形を最小二乗法のような最適化手法で近似するとすれば、その楕円をもとに透水係数テンソルを求め、不連続性岩盤を等価な異方透水性を有する連続体に置き換え、計算を進められる。

(3) 解析領域の寸法効果

解析領域の大きさが解析の結果に及ぼす影響について検討を行う。モデルには実際の10m四方の岩盤表面を調査して取り出した割れ目ネットワークを用いた。解析に用いた割れ目の開口幅は0.1cmで一定と仮定している。10m四方の割れ目モデルの中心と解析領域を一致させ、Fig. 6.59のように解析領域を7m四方から、4m、2m、1m、0.5mと徐々に小さくしていく。それぞれの解析領域について、領域を回転させながら有限要素浸透解析を行い、回転角に対して透水係数の平方根の逆数を極座標にプロットしたのがFig. 6.60であり、解析領域が大きくなると解析領域内に含まれる割れ目の数が多くなり、結果はある決まった図形に近付いている様子がわかる。この場合、解析領域の1辺が4mを越えると極座標の図形は変わらなくなり、このスケール以上では岩盤を等価な異方連続体として置き換えて考えることが出来るようである。

この解析例により、割れ目情報をもとに描く岩盤モデルのスケールあるいは領域の大きさの問題が重要であることがよくわかる。適切な結果を得るために必要なスケールは、岩盤の割れ目情報の値によって異なっていると考えられる。よってこの手法を用いる場合には同じ情報であっても種々のモデルを作成し、解析することが必要であろう。

6.7 まとめ

岩盤の中の割れ目を陽な形で取り出して、解析するいくつかの方法について議論した。方法論として、始めに割れ目の情報が既知の決定論的アプローチを用い、単一割れ目の検討、新しい有限要素コードの開発、直交系の割れ目の岩盤モデル実験、それらの結果の比較を行った。続いて原位置観測のデータに基づいた確率・統計論的アプローチについて方法論と適用性を調べた。本章で得られた知見は以下のようである。

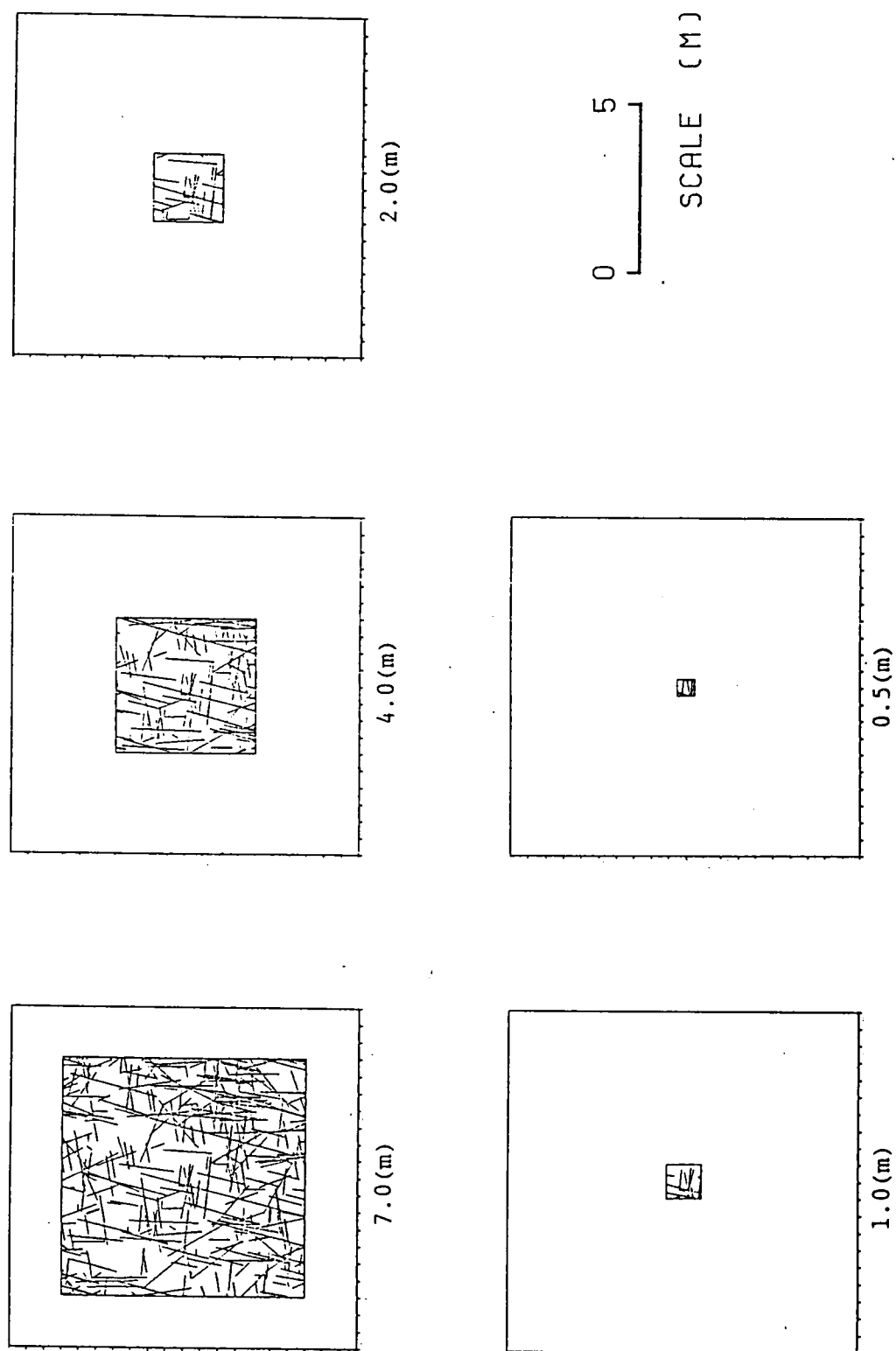


Fig. 6.59 解析領域図 (南北面)

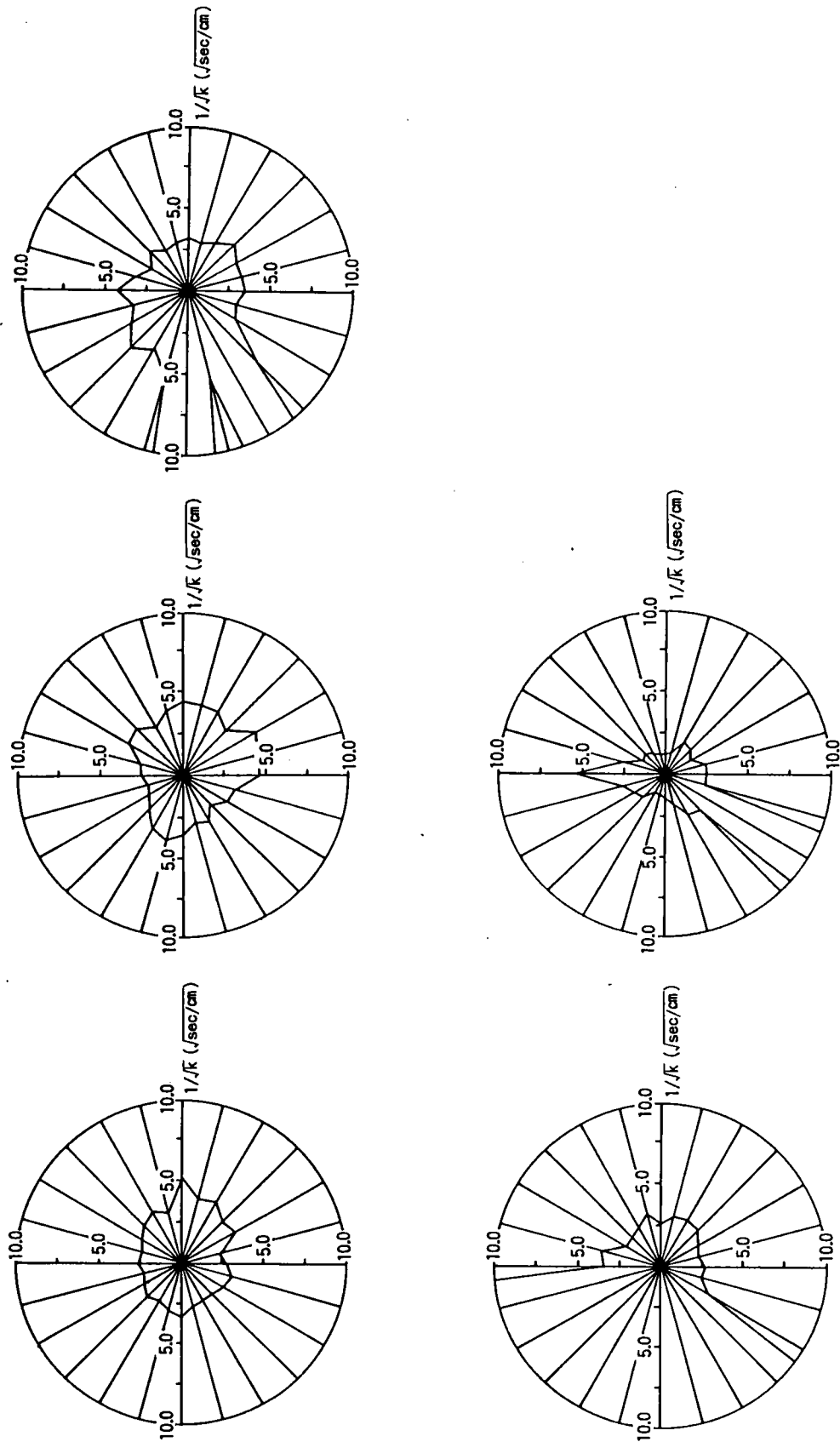


Fig. 6.60 透水性の極座標表示

1) 岩盤の割れ目は網の目のように広がり、ネットワークを形成しているが、基本的には単一割れ目が複合したものと考え、まず単一割れ目内の流体の挙動を検討した結果、通常では層流状態で水が割れ目内を流れていると仮定してもよいことが確認された。その結果を基に割れ目系の岩盤内で自由水面を有する浸透解析手法について、新しい手法を示した。しかし、この解析は、鉛直2次元モデルであり、3次元場への拡張方法については今後研究が必要である。

2) 不連続性岩盤へ準3次元解析方法を適用した場合の解析例を示した。解析の結果はHele-Shawモデルで検証し、妥当性を確かめた。準3次元浸透解析は水平方向の流れのみが卓越しているとし、鉛直方向の流れを考えていないが、広域地下水問題など広域的な浸透流問題においては、水の流れは1次元的に水平方向にしか流れていないと考えてよい場合が多く準3次元浸透解析の有効性が発揮される機会が多い。

3) 模型実験および解析の結果は割れ目セットの幾何学的な特性は透水性を除いて、表面的には連続体解析の結果と大差がなかった。しかし、割れ目内の水圧分布を検討すると、割れ目の位置的な関係が大きな影響を及ぼすことがわかる。特に、割れ目は方向依存性が非常に高いので、岩盤の透水性も強い異方性を示し、連続体解析と差が明確であった。

4) ダム周辺岩盤の透水性の算定を行ったが、内部に充てん物をはさみこんだ岩盤の割れ目をどのように評価するか、割れ目が傾斜している場合の透水量係数をどう定義するか、また降雨を考慮する場合表面から強制的に q を入れるが、その量を幾らにすれば良いかなどが課題と考えられるが、手法自体の適用性は確かめられた。

5) 確率・統計論的アプローチの内容とそれが適用できる限界を検討した。決定的手法では、解析領域内にある岩盤の中の割れ目の大きさ、位置、方向、形状はすべて既知であるものと仮定し、それらの割れ目を有限要素法、その他の方法でモデル化して解析する。この手法は精度が良く、解析も比較的容易であり、内容も比較的理解し易いが、入力データの質、すなわち不連続面を含む岩盤のモデル化の精度に大きく依存して解の信頼性が変動する。言い換えれば、どれだけ良質のデータが不連続面の調査から得られるかに解析の精度がかかっているといっても過言ではない。確率・統計論的アプローチでは岩盤内に含まれる割れ目の大き

さ、分布、方向などを現場の観察データに基づいて統計的に処理し、一度岩盤割れ目モデルを作ってこれを有限要素法で解析することにより、等価な岩盤多孔質体に変換、ダルシーの透水係数を求めている。ここでは不連続性の効果を積極的に計算に取り込んでいるため、単に原位置で測定されたルジオン値を機械的に等価な透水係数に変換する方法とは本質的に異なる。最近では岩盤割れ目モデルをクラックテンソルで表現し、これを透水係数に置き換える試みが注目されている。この手法も、前例と同じく不連続面の効果を取り入れているが、有限要素法による前者は離散的な割れ目を取り扱うのに対し、クラックテンソルでは不連続性岩盤を透水テンソルの等価な媒体に置き換える点に相違がある。

しかし、このような解析手法が認められたとしても、解決すべき重要な課題がいくつか残されている。現実的な割れ目ネットワークの決定、流路の選択、境界条件の設定、平行二枚板モデルの妥当性、割れ目壁面の粗度と充填物の影響の定量的な決定などは岩盤のモデル化や解析手法の開発と深く関わり、研究が続行中である。また、割れ目は必ずしもお互いに連結してるとは限らず、また割れ目内部が充填物のため目詰りしている可能性もあるので、岩盤の透水性は単に割れ目の簡単な幾何学的関係から決定されるとは考えられない。その上、個々の割れ目の開口幅は岩盤の過去の地質学的履歴の影響で、かつ掘削や載荷による外荷重の変化に反応して応力が変化することにより著しく変わる。これらの点は、多孔質体の連続体解析から得られた結果とたびたび著しく異なる要因となっている。

第 6 章 参 考 文 献

- Barenblatt, G. I., Zheltov, I. P. and Kochika, I. N. (1960): Basic Concepts in the Theory of Seepage of Homogeneous Liquids in Fissured Rocks (strata), PMM, Vol. 24, 852, pp. 1286-1303.
- Castillo, R. E. (1972): Dispersion of Contaminant in Jointed Rock, Ph.D. Thesis, Northwestern Univ.
- Gringartain, A. C. and Witherspoon, P. A. (1972): A Method of Analysing Pump Test Data from Fractured Aquifers, Proc. of the Symp. on Percolation through Fissured Rock, Stuttgart, T3-B, pp. 1-9.
- Hudson, J. A. and La Ponte, P. R. (1980): Printed Circuits for Studying Rock Mass Permeability; Technical Note, Int. J. Rock Mech. Min. Sci. Geomech. Abstr., Vol. 17, pp. 297-301.
- Huskey, W. L. and Crawford, P. B. (1967): Performance of Petroleum Reservoirs Containing Vertical Fractures in the Matrix, Soc. of Petroleum Eng., June 67.
- Long, J. C. S., Remer, J. S., Wilson, C. R. and Witherspoon, P. A. (1982): Porous Media Equivalents for Networks of Discontinuous Fractures, Water Resources Res., V. 18/3, pp. 645-658.
- Louis, C. (1969): A Study of Groundwater Flow in a Jointed Rock and Its Influence on the Stability of Rock Masses, Imperial College Rock Mech. Report No. 10, London.
- Louis, C. and Perrot, M. (1972): Three Dimensional Investigation of Flow Conditions at Grand Maison Dam Site, Proc. of the Symp. on Percolation Through Fissured Rock, Stuttgart, T4-F, pp. 1-16.
- Maini, Y. N. T. (1971): In Situ Hydraulic Parameters in Jointed Rock; Their Measurement and Interpretation, Ph.D. Dissertation, Imperial College, London.
- 小田匡寛、前波卓郎、数納慎悟、羽出山吉裕(1984): クラックテンソルによる岩盤透水係数の評価、第6回岩の力学国内シンポジウム講演論文集。

- 大西有三・西野賢治(1984): 岩盤調査による割れ目情報を利用した岩盤浸透解析、
第16回岩盤力学に関するシンポジウム、土木学会、 pp.76-80.
- 大西有三・西野賢治(1984): 不連続性岩盤の準三次元浸透解析、第6回岩の力学
国内シンポジウム講演論文集。
- Ohnishi, Y., Shibata, H. and Nishigaki, M. (1985): Finite Element
Analysis of Seepage Flow in Regularly Jointed Rock Mass, 5th Int.
Conf. on Numerical Methods in Geomechanics, Nagoya, pp.673-680.
- Ollos, G. (1963): Examen Hydraulique de L'ecoulement dans des Roches
Crevassees sur des Modeles Reduits, Bull. Int. Assoc. Sci. Hydrol.,
V.8/2, p.9-22.
- Parsons, R.W. (1966): Some Properties of Idealized Fractured Rock, Soc.
Petr. Eng., June 66.
- Priest, S.D. and Samaniego, J. A. (1983): A Model for the Analysis of
Discontinuity Characteristics in Two Dimensions, Proc. 5th Congress
Int. Soc. Rock Mech., Melbourne, Australia, pp.F199-F207.
- Samaniego, J.A. and Priest, S.D. (1984): The Prediction of Water Flows
Through Discontinuity Networks into Underground Excavations, Symp.
on Design and Performance of Underground Excavations, Cambridge,
U.K., September, pp.157-164
- Serafim, J.L. (1968): Influence of Interstitial Water on Behavior of Rock
Masses, Chapter 8, Rock Mechanics in Engineering Practice, edited by
Stagg and Zienkiewics, Wiley.
- Sharp, J.D. (1970): Fluid Flow Through Fissured Media, Ph.D.
Dissertation, Imperial College, London.
- Snow, D.T. (1965): A Parallel Model of Fractured Permeable Media, Ph.D.
Dissertation, Univ. of Calif., Berkeley.
- Warren, J.E. and Root, P.J. (1963): The Behavior of Naturally Fractured
Reservoirs, Journal of the Society of Petroleum Engineers, Sept.

- Webber, N.B. and Greated C.A. (1966): An Investigation of Flow Behavior at the Junction of Rectangular Channels, Royal Society of London, Paper No. 6901, pp.321-334.
- Wilson C.R. and Witherspoon P.A.(1970): An Investigation of Laminar Flow in Fractured Porous Rocks, Internal Report, Dept. Civil Eng., University of Calif., Berkeley, Calif.
- Wilson, C.R. and Witherspoon, P.A.(1970): An Investigation of Laminar Flow in Fractured Porous Rocks, Geotechnical Engineering Report, No. 70-6, University of Calif., Berkeley.
- Wittke, W. (1970): Three-dimensional Percolation of Fissured Rock, Proc. Symp. in Planning Open Pit Mines, South Africa Inst. Min. Met., pp. 181-191.

第 7 章

変形を考慮した連続体としての 岩盤連成解析

内部に流体を含む透水性の地盤・岩盤材料は一般に間隙水圧が変化すると変形を起こす。材料特性によって変形は微小な場合から大変形に至るまでさまざまである。この現象は水系と岩盤の力学系の相互作用すなわち連成（カップリング）の結果である。本章では、従来の浸透流解析での岩盤は剛体という仮定を取り除き、連続体としての岩盤の応力・変形と浸透流の 2 項目連成問題について述べる。

7. 1 はじめに

近年、アースダムの崩壊、地盤沈下、岩盤斜面崩壊など浸透水と土・岩盤構造物の相互作用に関連して起こると考えられる問題に対して社会的関心が高くなり、環境保全や安全性の面から構造物の挙動を的確に推定しようとする試みがなされつつある。しかし、浸透解析といえば、地盤の変形を無視し（地盤を剛体と考える）、浸透水の動きのみを問題とするものが普通である。井戸の揚水解析やアースダム堤体内の浸透流解析などはその代表的なものであるが、この場合地盤中の間隙水圧が主として問題の対象となり、地盤の応力－ひずみ関係をも考慮することはきわめて少ない。したがって、従来の浸透流解析に基づいて土・岩盤構造物の安定性を論ずる場合には、地盤・岩盤の応力あるいは変形に基づいた破壊条件によらず、主として限界流速や限界動水勾配によるといった方法がとられている。また、従来の手法を一部変更して、地盤・岩盤と水の相互作用を解析する場合、浸透解析と応力・変形解析を個々に実施し、その結果をどちらかへの入力として繰り返し計算し、収束するときの値を解とする手法も利用されることがあった（Eisenstein and Law(1977)）。しかし、この手法はきわめて複雑で実用性に劣るとされており、ダム本体の圧力により岩盤が圧縮され、透水係数の低下から予期せぬほどの水圧が基礎岩盤にかかったために起こったとされるマッパッセダムの

崩壊 (Habib and Bernaix (1966)) の解析などに適用することは非常に困難であるとされている (Louisら (1977))。そこで、より現実に近い浸透現象を取り扱うことができ、構造物の安全性を的確に論ずるための手法として登場したのが応力と変形を考慮した浸透流の解析手法、すなわち地盤骨格と水のカップリングの問題の解析 (coupled stress-flow analysis) 手法である。古くからの有名な圧密理論はもちろんこの範ちゅうに入る。圧密理論の基礎はTerzaghiによるが、このカップリング問題に取り組み、その理論を整然とし展開したのはBiot(1941)である。本研究ではこのBiotの考えを不飽和浸透領域に拡張して適用することを試み、地盤の応力と変形を考慮した飽和－不飽和浸透流の支配方程式を誘導する。さらに、この方程式を有限要素法により定式化し数値解析する手法について述べるとともに、いくつかのモデル計算の結果を例示し、手法の適用性について検討を加える。

7. 2 応力・変形を考慮した浸透流解析の問題点

地盤・岩盤の応力・変形を考慮した浸透流解析では、従来の圧密理論における考え方と多少異なった点があるので注意が必要である。まず、Fig. 7.1に示すような例題を考えてみよう。Fig. 7.1(a) は水理境界において水位上昇 Δh が生じたときの非排水状態の地盤を示し、Fig. 7.1(b) は水位上昇分 Δh に相当する外荷重が載荷されたときの非排水状態の地盤を示すものである。このとき両者の地盤内の全応力分布と有効応力分布および間隙水圧分布はまったく同じである。次に地盤の底部から排水を行い、その水位を地盤と同じ高さに移動させると水が流れ始めるが、定常状態での応力分布はFig. 7.1(c)に示すようになる。一方、Fig. 7.1(d)では同じように浸透が起こるが、その過程も最終状態の応力分布も Fig. 7.1(c)とはまったく異なったものとなる。すなわち前者が本研究で取り扱う問題であり、後者が従来からの圧密の考え方に基づいたものである。この圧密の考え方によると、常に静水圧を基準圧力とし、外荷重によって生じた間隙水圧を過剰間隙水圧として取り扱っているので、Fig. 7.2に示すような問題を対象とすることはほとんどない。Fig. 7.2(a)は地盤と同じ高さに水位が存在する初期状態を示している。Fig. 7.2(b)とFig. 7.2(c)は地盤の底部から排水条件により地盤内の有効応力分布が大きく変化することを示している。一般に浸透問題を解析す

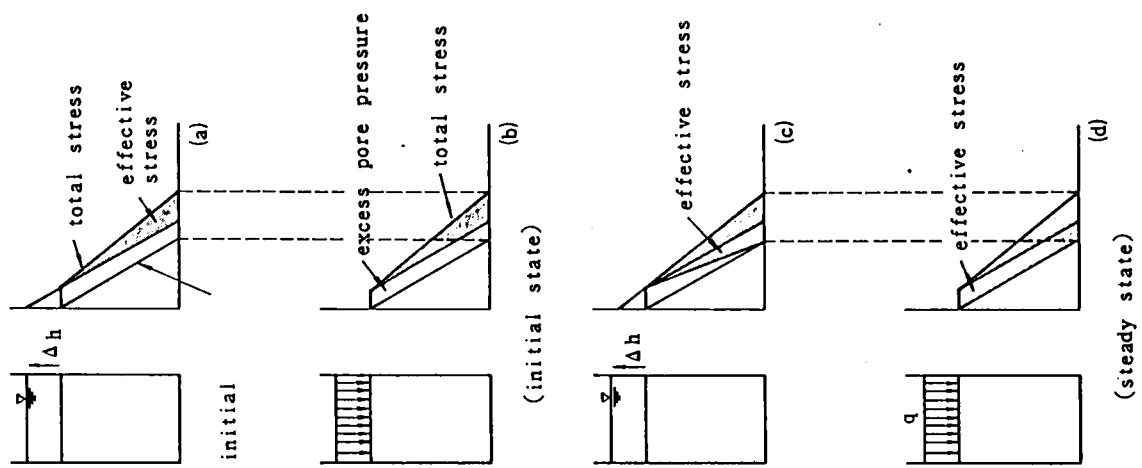


Fig. 7.1 圧力分布の考え方比較

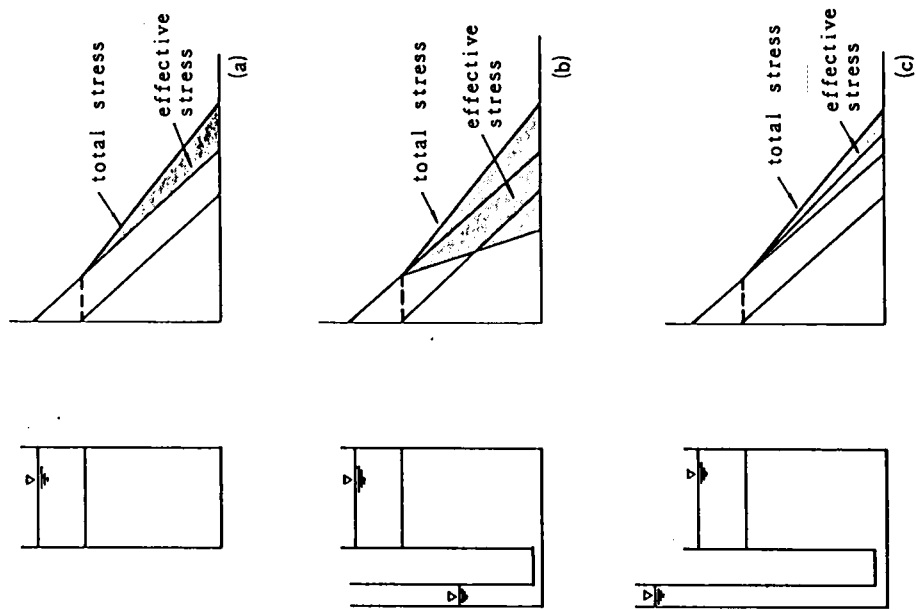


Fig. 7.2 定常状態での圧力分布

る場合、定常状態の水圧分布が未知であることが多いので、あらかじめ過剰間隙水圧を予測することが不可能であり、過剰間隙水圧を未知数とする従来の圧密の考え方をそのまま適用することは困難である。

7. 3 応力・変形を考慮した浸透流の基本方程式

(1) 圧密理論との関連性

地盤の応力・変形を考慮しない場合の従来の浸透問題における支配方程式は、浸透水の運動方程式と質量保存則よりなる間隙水圧の挙動だけを対象とするものであった。一方、地盤の変形を考慮する場合には、さらに地盤の応力と変形に関するつり合いおよび適合条件を満足する必要がある。そして、このような土中水の移動と地盤の変形を同時に考える場合には、その両者の相互作用を示す関係がなければならない。飽和土を対象にして用いられるTerzaghiの有効応力の原理がこれにあたる。これらの関係を総合し、構造骨格の変位と間隙水圧とを未知数とする連立偏微分方程式を導いたのがBiotであり、彼の一般的な理論が三次元圧密論である。ある特定の条件のもとではこれらの方程式を一変数の熱伝導型微分方程式に変換することが可能であり、Terzaghiや三笠の一次元圧密論(1964)はそれに相当する。

変形を考慮した浸透流解析において、自由水面を持たない完全飽和の被圧滞水層だけを議論する場合はBiotの圧密の式をそのまま転用することが可能である。しかし、より普遍的な、自由水面をもつ流れに対しては不飽和領域も含めて考慮の対象とし、飽和領域とは異なった取り扱い方法が必要になってくる。

(2) 不飽和領域の取り扱い

自由水面をもつ場合の浸透流解析においては、自由水面を境界として完全飽和領域と不飽和領域に分けて考えられる。Biotの圧密論はもともと不飽和領域をも含んだものとして提唱された理論であるが一般的な支持は得られていない(吉国(1973))。彼は土を土粒子構造骨格と気体・液体混合の圧縮性流体からなるものと考え、二相系の問題として取り扱っている(この流体の圧縮性が無視できるほど小さい場合には飽和状態の圧密方程式となる)。これに対し、Florin(大草(1968))は土を土粒子構造骨格、間隙水、間隙空気よりなる三相系問題としてと

らえ、気体の圧縮性および水への溶解をも考慮した連続式により不飽和土の挙動をとらえている。また、Barden(1964)もBishop(1963)の不飽和土に対する有効応力の原理を用いて三相系の圧密を考え、Richards(1973)はBiotの圧密論の拡張として土の水分保有の変化を考慮し、同じく Narashimhan(1975)も土の飽和度の変化を考慮した土中水の連続式をたて、簡単な問題の差分解を得ている。しかし、不飽和土を対象とした圧密論には多分に検討の余地が残されており、今後の研究に期待されるが、不飽和圧密論について議論をする本論文の主旨と異なるので、言及しない。したがって、本研究では、BishopとBardenの考えに基づいた式を採用し、地盤・岩盤の応力と変形を考慮した浸透流の基本方程式を立てる。

完全飽和領域に対してはTerzaghiの有効応力の原理ならびにDarcyの法則が成立するものとし、それぞれ、

$$\sigma'_{ij} = \sigma_{ij} - \delta_{ij} \pi \quad (7-1)$$

$$v_i = -k_s \frac{\partial h}{\partial x_i} \quad (7-2)$$

と表される。ここに、 σ'_{ij} は有効応力、 σ_{ij} は全応力、 δ_{ij} はKronecker delta、 π は間隙水圧、 v_i は流速、 k_s は透水係数、 h は全水頭を示している。

不飽和領域に対しても上述の式(7-1)、(7-2)の拡張として、

$$\sigma'_{ij} = \sigma_{ij} - \chi \delta_{ij} \pi \quad (7-3)$$

$$v_i = -k(\theta) \frac{\partial h}{\partial x_i} \quad (7-4)$$

が成立するものとする。ここに χ および $k(\theta)$ はそれぞれ体積含有率 θ に依存するパラメーターであり、飽和状態では $\chi = 1$ 、 $k = k_s$ となる。

飽和－不飽和領域において水理境界が変動する問題に対しては、その解析モデル領域の最下部を位置水頭の原点とした全水頭表示が合理的であることはFig. 7.1, 7.2にて示したところである。自由水面を求めるには、全水頭から位置水頭を差し引いた、圧力水頭が零となる点を捜せばよいことになる。これによって飽和

領域では従来の圧密解析と異なり静水圧が考慮されるため、地中の構造物に対して揚圧力が求められる。またFig. 7.3は、水面形の変化に伴う土の密度変化を示したものである。地盤の応力・変形を考慮した浸透流解析では水面形の変化により土の密度変化による荷重増減が生じ、圧密もしくは膨潤が引き起こされ透水係数が変化するため、さらに圧力水頭が変化することになり、こうした過程を繰り返しながら定常状態へと移行していく。このとき、飽和領域に対して透水係数の変更には、よく知られている次の関係 (Lambe and Whitman (1969)) を用いることにした。

$$e = a \log_{10} k + b \quad (7-5)$$

ここに、 e は間隙比、 k は透水係数、 a は片対数表示の直線の勾配であり、 b は e 軸の切片として与えられる。

また、不飽和領域においては、Fig. 7.4に示した透水特性を用いて透水係数を更新した。

(3) 基本方程式の誘導

飽和 - 不飽和領域における応力と変形を考慮した浸透流解析の基本方程式は浸透水の質量保存則を満たすとともに、応力のつり合いおよびひずみの適合条件を満たす必要がある。

まず、全応力に対するつり合い式は次式にて示される。

$$\sigma_{i,j,j} + \rho_s b_i = 0 \quad (7-6)$$

ここに、 $\sigma_{i,j}$ は全応力、 ρ_s は地盤材料の密度、 b_i は物体力である。有効応力の定義として前述の式(7-3)を用いると、

$$(\sigma'_{i,j} + \chi \delta_{i,j} \gamma_w \psi)_{,j} + \rho_s b_i = 0 \quad (7-7)$$

ここに、 ϕ は圧力水頭、 γ_w は水の単位体積重量を示す。

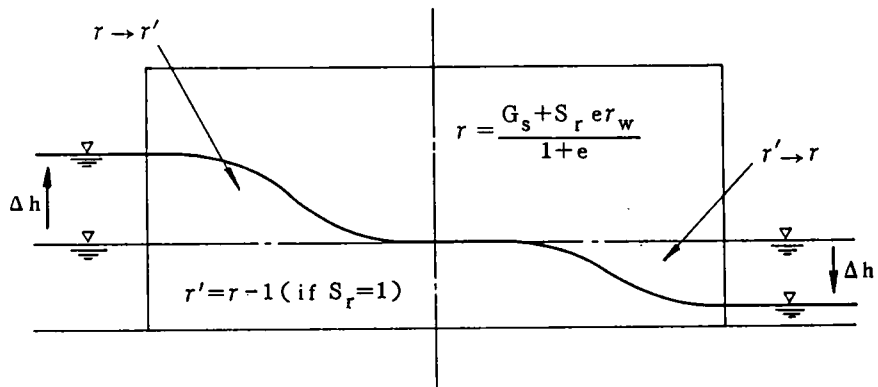


Fig. 7.3 水位変化による地盤の土の密度変化

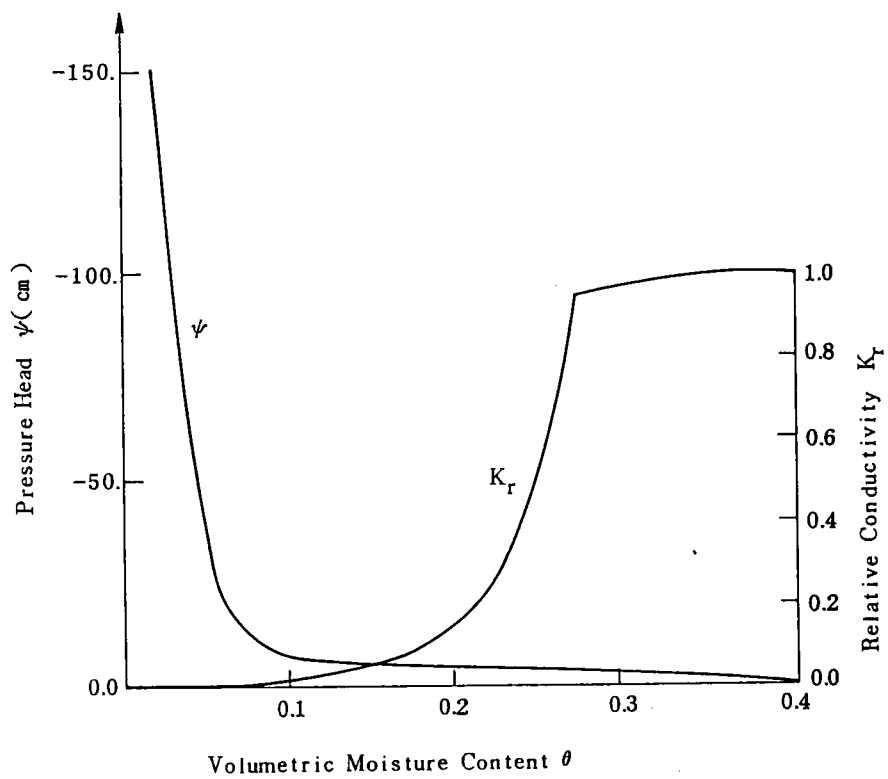


Fig. 7.4 不飽和浸透特性

式(7-7)を式(7-6)に代入すると、

$$(\sigma'_{11} + \chi \delta_{11} \gamma_w \Psi)_{,1} + \rho_w b_1 = 0 \quad (7-8)$$

となり、この式(7-8)が飽和-不飽和領域における応力のつり合い式となる。

一方、不飽和領域も含んだ浸透水の連続式は質量保存則より導かれたRichardsの方程式を用いて、

$$-(\rho_f v_1)_{,1} = \frac{\partial}{\partial t} (\rho_f \theta) \quad (7-9)$$

ここに、 v_1 は流速、 ρ_f は間隙流体の密度、 θ は体積含水率（土の単位体積中に含まれる水の体積）であり、 θ は、

$$\theta = n S_r \quad (7-10)$$

ここに、 n は間隙率であり、 S_r は飽和度である。また、土中水の運動方程式は、Darcy-Backinghamの方程式により、

$$v_1 = -k(\theta) \cdot h_{,1} \quad (7-11)$$

と表される。ここで式(7-10)、(7-11)を式(7-9)に代入すると、

$$[\rho_f k(\theta) \cdot (\Psi + z)_{,1}]_{,1} = \frac{\partial}{\partial t} (\rho_f n S_r) \quad (7-12)$$

となる。間隙流体の密度変化は無視し得るほど小さいと仮定すると、

$$\begin{aligned} [k(\theta) \cdot (\Psi + z)_{,1}]_{,1} \\ = -\frac{\partial}{\partial t} (n S_r) = S_r \frac{\partial u_{1,1}}{\partial t} + c(\Psi) \frac{\partial \Psi}{\partial t} \end{aligned} \quad (7-13)$$

と表される。ここに、 u_1 は変位、 $c(\Psi)$ は比水分容量（ $= n \cdot d S_r / d \Psi$ ）と

よばれるものである。式(7-13)の右辺の第1項は土の変形による水分排出量であり、第2項は圧力水頭の変化によって土の貯留される土中水の量的な変化を示している。

次に土の構造骨格の構成関係として弾性体を仮定すると、その応力-ひずみ関係は、

$$\sigma'_{ij} = c_{ijkl} \varepsilon_{kl} \quad (7-14)$$

ここに、 c_{ijkl} は弾性定数、 ε_{kl} はひずみテンソルを示している。また微小ひずみを仮定すると、ひずみ-変位関係は、

$$\varepsilon_{ij} = \frac{1}{2} (u_{i,j} + u_{j,i}) \quad (7-15)$$

と表される。ここに u_i は変位ベクトルである。

ここで式(7-14)、(7-15)に式(7-8)に代入すると、

$$\left[\frac{1}{2} c_{ijkl} (u_{k,i} + u_{i,k}) + \chi \delta_{ij} \gamma_w \Psi \right]_{,j} + \rho_s b_i = 0 \quad (7-16)$$

したがって、式(7-13)および式(7-16)を連立させ、 (u_i, Ψ) について解くことにより飽和-不飽和領域における浸透現象と応力・変形の相互作用の問題（いわゆるcoupled stress-flow problem）の解を得ることができる。すなわち支配方程式は、

$$\left. \begin{aligned} & \left[\frac{1}{2} c_{ijkl} (u_{k,i} + u_{i,k}) + \chi \delta_{ij} \gamma_w \Psi \right]_{,j} + \rho_s b_i = 0 \\ & [k(\theta) \cdot (\Psi + z)_{,i}]_{,i} - \frac{\partial u_{k,i}}{\partial t} S_r - c(\Psi) \frac{\partial \Psi}{\partial t} = 0 \end{aligned} \right\} \quad (7-17)$$

ここで、水の流れが、全水頭分布に従うことを考慮して式(7-17)を全水頭にて表示すると、

$$\left. \begin{aligned} \left[\frac{1}{2} c_{ijkl} (u_{k,i} + u_{i,k}) + \chi \delta_{ij} \gamma_w (\psi + z) \right]_{,j} + \bar{\rho}_s b_i &= 0 \\ [k(\theta) \cdot (\psi + z)_{,i}]_{,i} - \frac{\partial u_{ii}}{\partial t} S_r - c(\psi) \frac{\partial (\psi + z)}{\partial t} &= 0 \end{aligned} \right\} \quad (7-18)$$

ここに、

$$\bar{\rho}_s = \rho_s - \chi \delta_{ij} \gamma_w \delta_{is}$$

この式(7-18)を解くには次の初期条件および境界条件が必要である。それらを列挙すると、

(i) 初期条件

$$u_i(x, t) = u_i(x, 0), \quad h(x, t) = h(x, 0) \quad (7-19)$$

ここに、 x はその点の位置ベクトルを示し、 h は全水頭を示す ($h = \phi + z$)。

(ii) 境界条件

① 変位既知の境界 S_1 :

$$u_i(x, t) = \hat{u}_i(x, t) \quad (7-20)$$

② 応力既知の境界 S_2 :

$$\sigma_{ij}(x, t) n_j(x) = \hat{T}_i(x, t) \quad (7-21)$$

ここに、 T_i は既知の表面トラクション、 n_i は法線ベクトルを示す。

③水頭既知の境界 Γ_1 :

$$h(\underline{x}, t) = \hat{h}(\underline{x}, t) \quad (7-22)$$

④流量既知の境界 Γ_2 :

$$\{k(\theta) \cdot h_{,i}\} \cdot n_i = -\hat{Q}(\underline{x}, t) \quad (7-23)$$

ここに、 $h(\underline{x}, t)$ 、 $Q(\underline{x}, t)$ は \underline{x} の位置における既知水頭と既知流量をそれぞれ示す。

以上、式(7-19)～(7-23)の条件のもとで式(7-18)を満たす解 (u_i, h) を求める問題が、飽和－不飽和領域における土の挙動に対する一般的な境界値問題である。

(4) 有限要素法による定式化

境界値問題を有限要素法により定式化する方法としては汎関数法あるいは重みつき残差法がよく用いられる。ここでは、重みつき残差法の1つであるGalerkin法を用い、前節で述べた境界値問題の有限要素定式化を行う。

まず場の変数 (u_i, h) を、それぞれ内挿関数 N_n, \bar{N}_n を用いて、分割された要素の節点値 (u_i^n, h^n) で表す(ここで、上指標 n は節点番号を示し、下指標 i は変位方向を示している。たとえば、 u_i^n は n 節点における i 方向の変位のことである)。

$$\left. \begin{aligned} u_i(\underline{x}, t) &= N_n(\underline{x}) \bar{u}_i^n(t) \\ h(\underline{x}, t) &= \bar{N}_n(\underline{x}) h^n(t) \end{aligned} \right\} \quad (7-24)$$

ここに、

$$i = 1, 2, 3$$

$$n = 1, 2, 3, \dots, N_0 \text{ (接点総数)}$$

式(7-24)をもとに、Galerkin法の手法にしたがって操作をし、Green-Gaussの定理を援用して整理すると次の式(7-25)と式(7-26)が導かれる。

$$K_{nm}{}^{ik} \bar{u}_i{}^m + C_{nm}{}^i \bar{h}_m = F_n{}^i \quad (7-25)$$

$$A_{nm} \bar{h}{}^m + B_{nm}{}^i \frac{\partial}{\partial t} \bar{u}_i{}^m + D_{nm} \frac{\partial}{\partial t} \bar{h}{}^m = E_n \quad (7-26)$$

ここに、

$$\begin{aligned} K_{nm}{}^{ik} &= \sum_{a=1}^{N_0} \int_{V_a} N_{n,i} c_{ijkl} N_{m,l} dV \\ C_{nm}{}^i &= \sum_{a=1}^{N_0} \int_{V_a} N_{n,i} \delta_{ij} \chi_{\gamma w} \bar{N}_m dV \\ F_n{}^i &= \sum_{a=1}^{N_0} \int_{V_a} N_n \bar{\rho} \cdot b_i dV + \sum_{a=1}^{N_0} \oint_{S_a} N_n N_m \hat{T}_i{}^m dS \\ A_{nm} &= \sum_{a=1}^{N_0} \int_{V_a} \bar{N}_{n,i} k(\theta) \bar{N}_{m,i} dV \\ B_{nm}{}^i &= \sum_{a=1}^{N_0} \int_{V_a} \bar{N}_n S_i \bar{N}_{m,i} dV \\ D_{nm} &= \sum_{a=1}^{N_0} \int_{V_a} \bar{N}_n c(\Psi) \bar{N}_m dV \\ E_n &= \sum_{a=1}^{N_0} \oint_{S_a} \bar{N}_n \bar{N}_m \hat{Q}^m dS \end{aligned}$$

そして、 V_a : a 番目の要素の体積

$$N_0 : \text{要素の総数} \quad \sum_{a=1}^{N_0} V_a = V$$

S_a : a 番目の要素の表面積

$T_i{}^m$: 表面トラクション

Q^m : 接点流量

式(7-25), (7-26)を連立させ、 $(u_i{}^m, h^m)$ について解けば問題が解析されることになる。ここで時間微分に対し中央差分を用いてマトリックス表示すると、

$$\begin{aligned}
 & \begin{bmatrix} \underline{K} & \underline{C} \\ \underline{B} & \frac{\Delta t}{2} \underline{A} + \underline{D} \end{bmatrix} \begin{Bmatrix} \underline{u}_{t+\Delta t} \\ \underline{h}_{t+\Delta t} \end{Bmatrix} \\
 &= \begin{Bmatrix} \underline{F}_{t+\Delta t} \\ \frac{\Delta t}{2} (\underline{E}_{t+\Delta t} + \underline{E}_t) + \underline{B} \underline{u}_t + \left(\underline{D} - \frac{\Delta t}{2} \underline{A} \right) \underline{h}_t \end{Bmatrix} \quad (7-27)
 \end{aligned}$$

このマトリックス方程式を初期条件の式(7-19)および境界条件の式(7-20)～(7-23)のもとで未知数($\underline{u}_{t+\Delta t}$ 、 $\underline{h}_{t+\Delta t}$)について解くことにより、浸透現象と地盤の応力・変形の相互作用を知ることができる。マトリックス \underline{K} 、 \underline{C} 、 \underline{B} 、 \underline{A} 、 \underline{D} と荷重項ベクトルおよび流量荷重項は初期条件と境界条件から求められ、それ以後の計算値は逐次1ステップ前の(\underline{u}_t 、 \underline{h})により定まるから、必要とされる Δt 時間後の解($\underline{u}_{t+\Delta t}$ 、 $\underline{h}_{t+\Delta t}$)は式(7-27)より計算できることになる。

7. 4 解析結果と検討

地盤変形を伴う浸透問題のうち、飽和領域のみを解析する場合の例として重力ダムなどの揚圧力・ダム安定の問題(Akaiら(1979))や被圧地下水の揚水問題が考えられるが、ここでは揚水問題を取り上げる。さらに飽和-不飽和領域を対象とする砂模型実験のシミュレーションを例にとり、地盤変形と浸透現象の相互作用について検討を行うとともに、アースダムの堤体内浸透を解析例として示し、実際問題への応用について考察を加える。

(1) 飽和領域のみを対象とする解析例

a) 単一層揚水モデル(円筒島モデル)

被圧地下水の揚水モデルは地下水の汲み上げによる地盤の沈下変形の様子を検討するのに用いることが可能である。ここに示す解析では前述した静水圧の考慮はせず、位置水頭の原点は地盤の上端としている。Fig. 7.5に示すような左端を中心とする円筒形の島モデルを考える。この地盤は上下両面を不透水層ではさまれた被圧層であり、中央に半径50cmの井戸を有し、揚水により外水位との間に水頭差を与えるものである。境界条件としては、井戸の中の全水頭が既知、そして上下面は流量既知の境界を設定する。また変位境界としては外周面が水平方向固

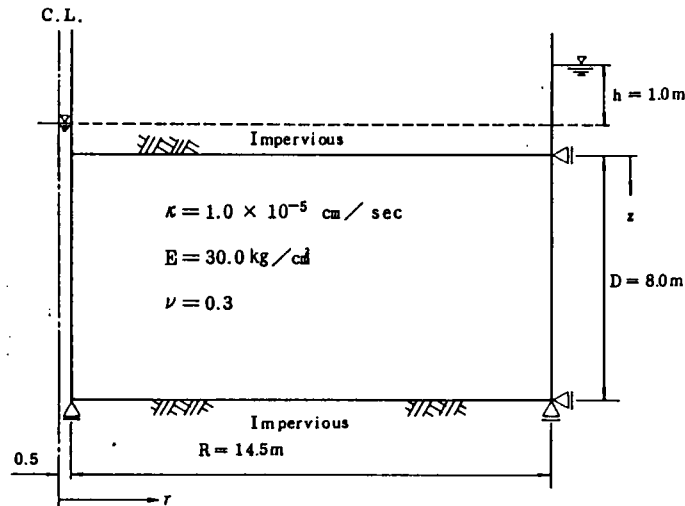


Fig. 7.5 井戸揚水のモデル化

定、下面が鉛直方向固定とし、その他は自由に動くことができると仮定している。

以下、揚水により井戸水位を外水位より1.0mだけ低い水位に維持した場合の地盤変形および間隙水圧の分布とそれらの時間的变化を示すことにする。Fig. 7.6は滞水層上端の鉛直変位を時間経過とともに表したものである。揚水直後は鉛直変位はほとんど認められないが、時間が進むにつれて上端面は次第に井戸を中心とした円錐状に沈下していき、266日でほぼ沈下はおちついている。

Fig. 7.7は同じく地盤の上端面における水平変位を示したものである。水平変位はすべて井戸の中心方向に向かって起こり、揚水を始めた初期においては、鉛直変位の場合と同様に井戸付近にて変位が生じ、外周に向かうにつれてその量は小さくなっている。しかし、鉛直変位の場合とは異なり、時間経過とともに井戸から2mほど離れた部分で水平変位量が極値を示している。これは、円筒モデルにおいて水位低下のための応力減少と、間隙水圧低下にともなう有効応力の増加が釣り合う状態になったものと考えられる。

Fig. 7.8には同じく滞水層上端の間隙水圧分布を示しており、左端はそれぞれの井戸および外周に対応している。揚水直後は井戸の周辺においてのみ急激な間隙水圧の低下が起こり、動水勾配は井戸を中心とした円錐状に分布するが、時間の経過とともに動水勾配は領域全体に緩やかなものとなり定常状態に至っている。

Fig. 7.9では間隙水圧の鉛直方向の分布に注目し、揚水初期（4日）と定常地（266日）とを比較している。Fig. 7.8で示した間隙水圧の時間的变化とは別に、Fig. 7.9においては揚水初期に間隙水圧の鉛直方向の変化が認められるのに対し、

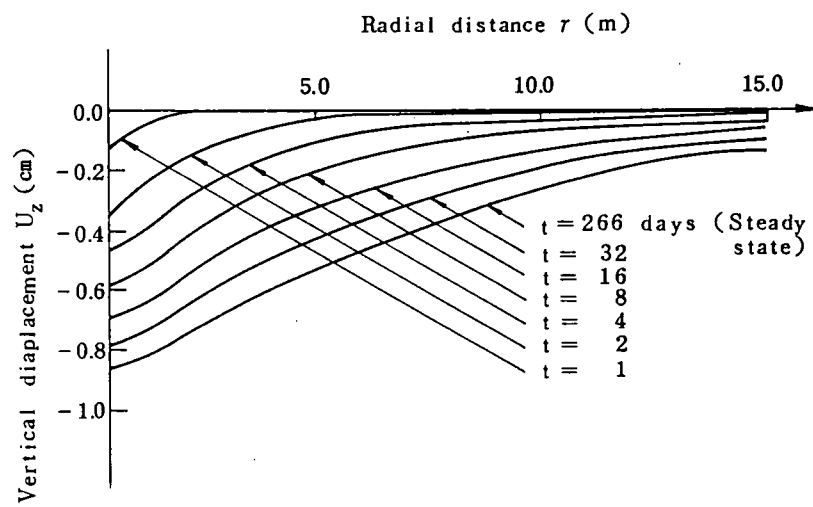


Fig. 7.6 地表面の鉛直変位分布

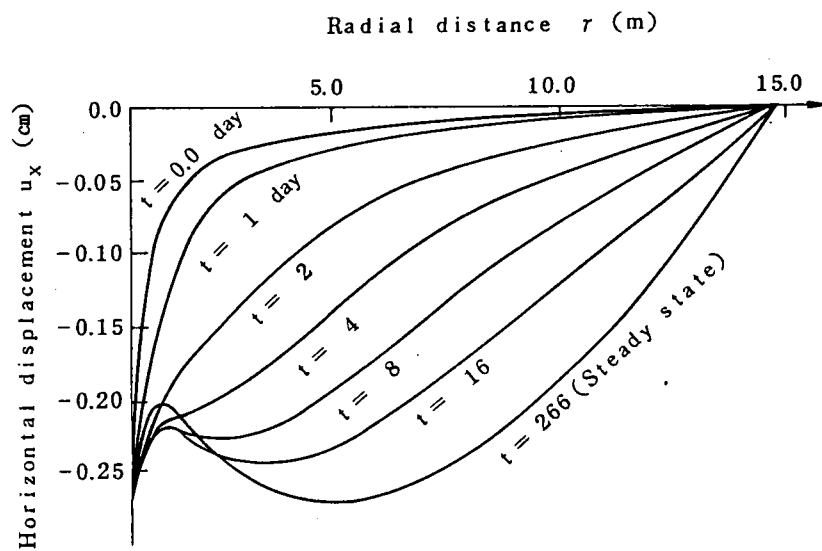


Fig. 7.7 地表面の水平変位分布

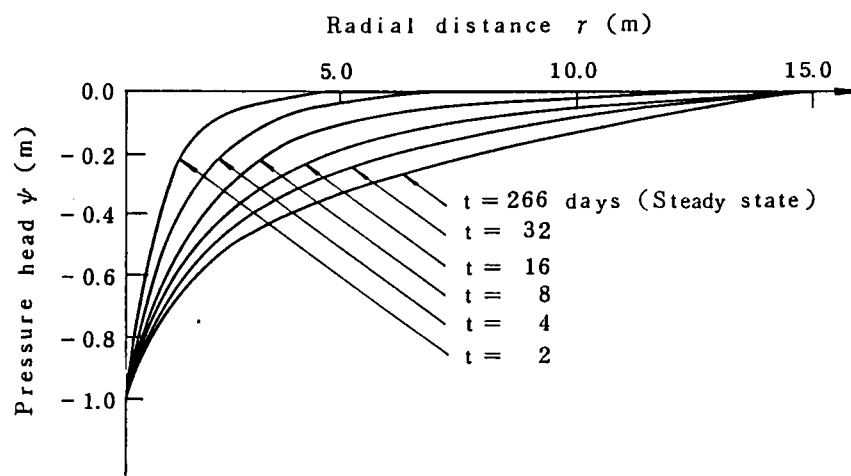


Fig. 7.8 滯水層上端の間隙水圧分布

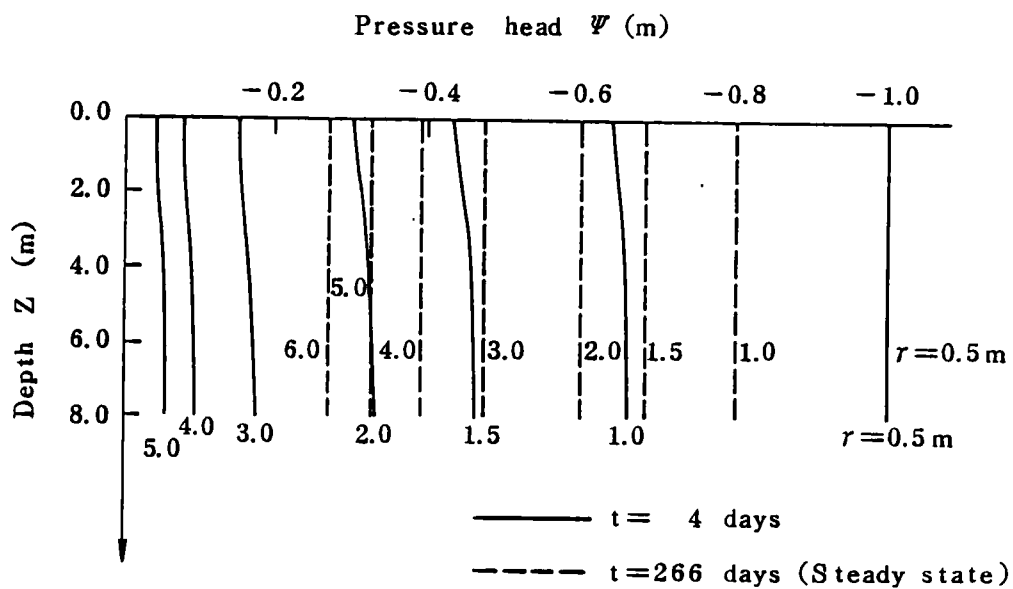


Fig. 7.9 間隙水圧の鉛直方向の分布

定常時においてその変化がまったく認められない。しかし、動水勾配を考えるとこの初期の鉛直方向の変化量も水平方向に比べれば微小であり、鉛直方向の水の移動はほとんど無視できるものである。

以上の揚水問題の結果をまとめると、揚水による間隙水圧の低下により井戸周辺に大きな動水勾配が発生し、間隙水が流出して地盤沈下が井戸を中心とした円錐状に進行することになる。そして水圧低下による応力解放と、間隙水圧の低下に伴う有効応力の増加、それに浸透力とが釣り合った状態で、揚水量と体積の変化量の関係を満足しながら変形および応力変化が生じ、定常浸透状態に至り地盤変化も収束に向かう。

b) 多層地盤の揚水試験結果の解析

多層滞水層地盤で実施される揚水試験は、一般に複数の滞水層から同時に揚水されるなどその試験条件ならびに境界条件は非常に複雑である。したがって、理論解析的な方法で試験結果を解釈し、滞水層定数を決定するにはいろいろな困難さが付きまとう。ここでは、実際に行なわれた多層被圧滞水層地盤での揚水試験の結果の解釈に連成解析が有効であった例を示す。

Fig. 7.10に滞水層の状態と揚水試験井を示す。滞水層は上部より D_{a2} 、 D_{c5} 、 D_{a3} 、 D_{s4} の構成になっており、間に粘土質の層が挟まっている。ここで D_{a2} 層より揚水井Bを用いて $Q=0.3\text{ m}^3/\text{min}$ で揚水を行った。Fig. 7.11に揚水流量の経時的变化を示し、Fig. 7.12に揚水井内の水位の低下を示す。この揚水実験に対応して、揚水井から $r = 4\text{ m}$ 離れた点での D_{a2} および D_{a3} 層での水頭低下を計測した結果をFig. 7.13に示す。

ここで述べたような条件で行なった揚水試験の結果を解釈するために、まず浸透だけを考えた有限要素法による浸透解析を行った。その際の要素分割図をFig. 7.14に示す。なお、解析では D_{a2} の透水係数を $K=1.52\times 10^{-1}\text{ cm/s}$ 、貯留係数を $S_s=1.0\times 10^{-6}\text{ cm}^{-1}$ 、 D_{c5} の透水係数を $K=1.0\times 10^{-5}\text{ cm/s}$ 、 $S_s=1.0\times 10^{-5}\text{ cm}^{-1}$ 、さらに D_{a3} の透水係数を $K=1.48\times 10^{-1}\text{ cm/s}$ 、 $S_s=1.0\times 10^{-6}\text{ cm}^{-1}$ とした。

解析の結果、 D_{a2} 層での水頭低下はFig. 7.15に示すように揚水試験結果とほぼ同じように水位が低下した。しかし、 D_{a3} 層での水頭低下は、Table 7.1の節点122、123に示すように、初期水頭（46m）からほとんど低下していない。この原因

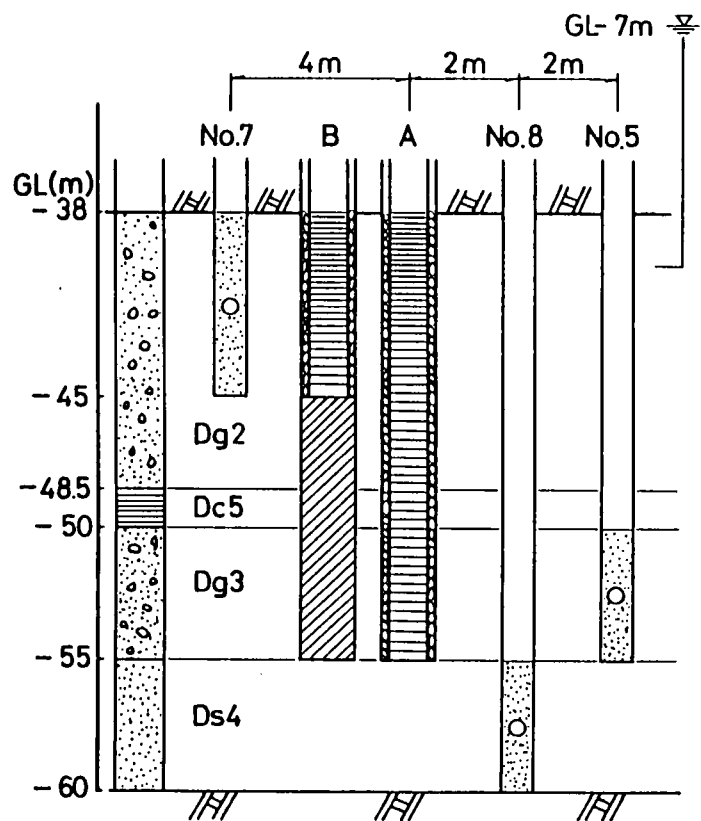


Fig. 7.10 地層構成および試験井の配置

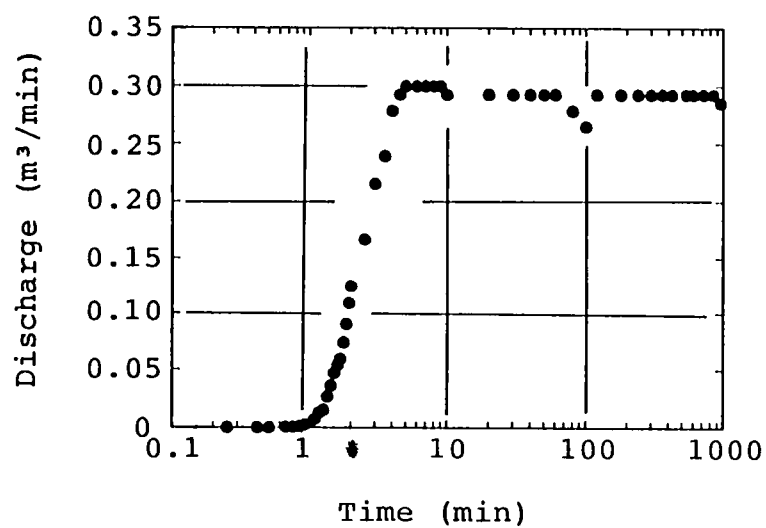


Fig. 7.11 揚水流量の経時的变化

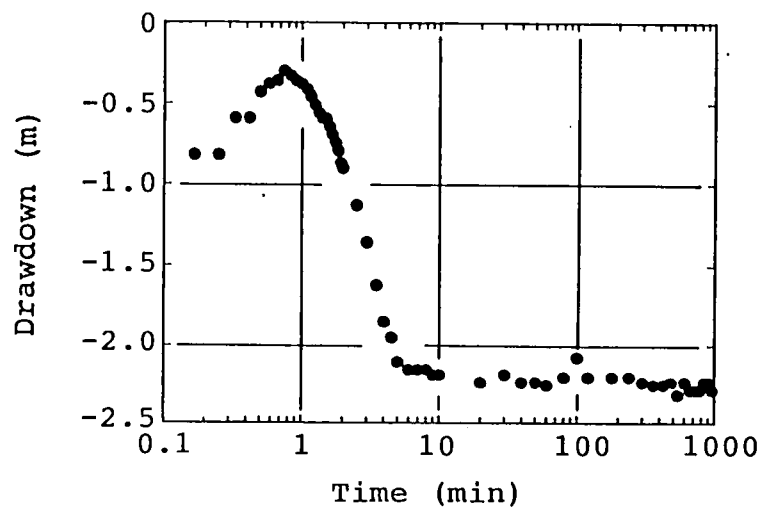


Fig. 7.12 揚水井内の水位低下

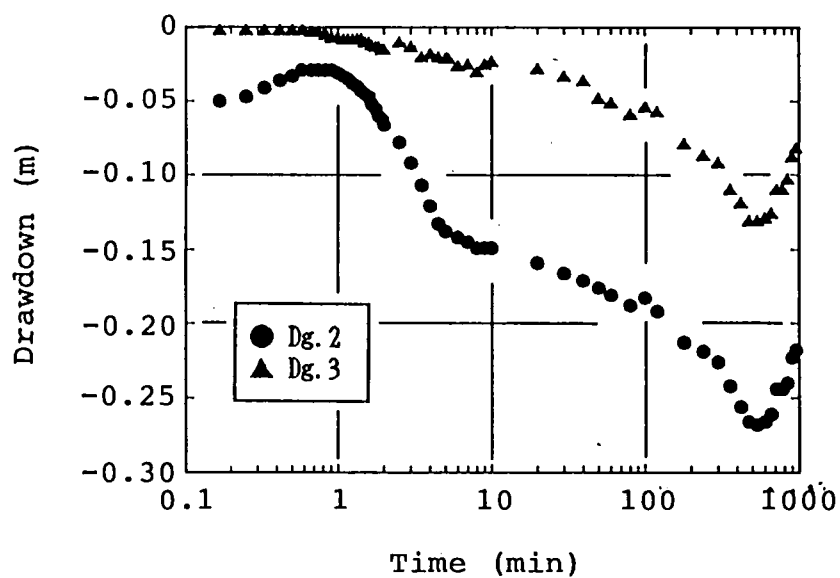


Fig. 7.13 観測井での水頭低下量

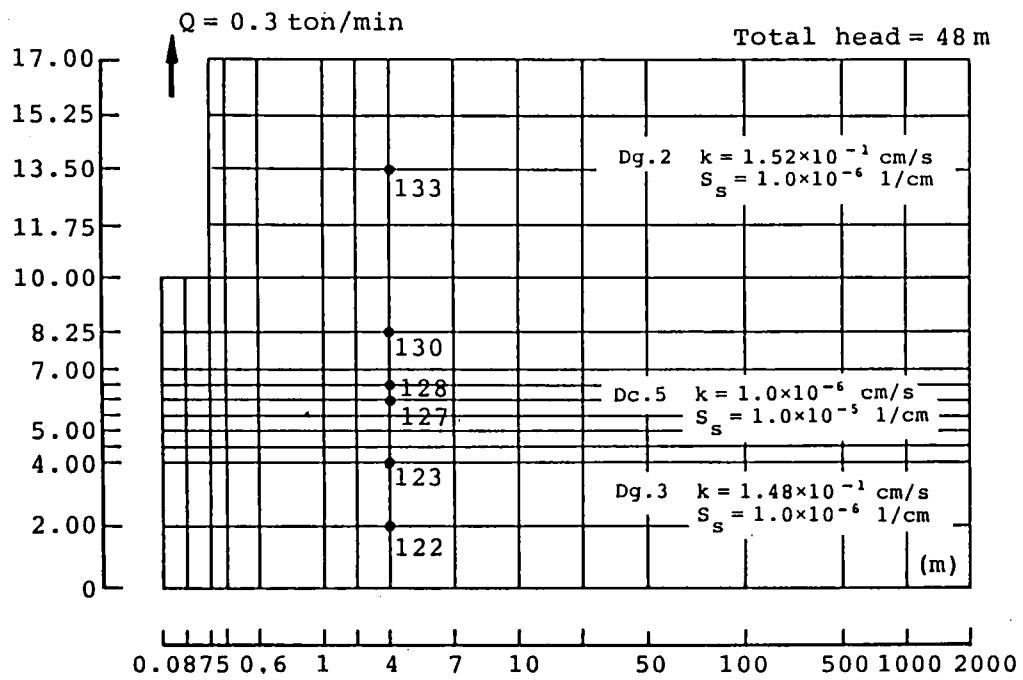


Fig. 7.14 要素分割と浸透特性

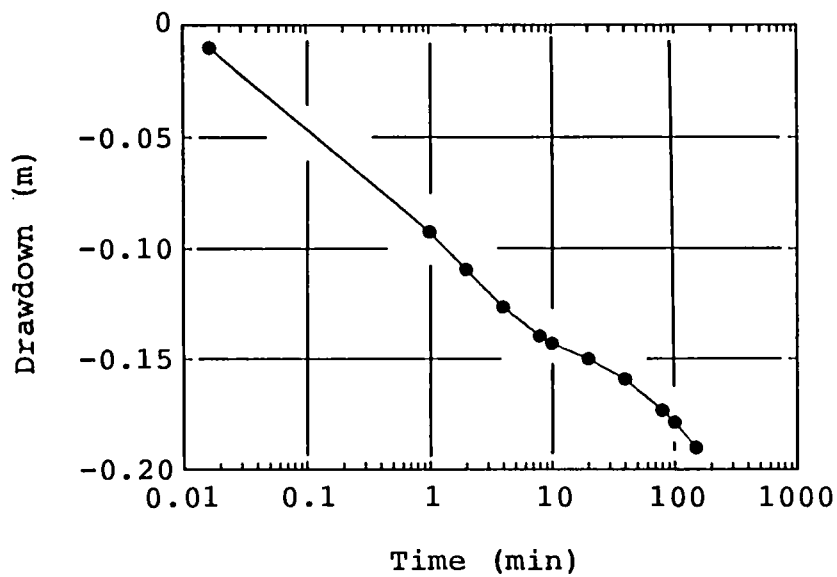


Fig. 7.15 D_{a2} 層内での水頭低下 ($r=4\text{m}$, $z=7.5\text{m}$)

Table 7.1 浸透流解析の出力結果（全水頭の時間的变化）

Time (sec)	TOTAL HEAD (cm)					
	Nodal No. 122	Nodal No. 123	Nodal No. 127	Nodal No. 128	Nodal No. 130	Nodal No. 131
1.0	4600.000	4400.000	4250.000	4200.000	3974.067	3447.953
60.0	4600.000	4400.000	4250.000	4199.984	3965.768	3439.108
120.0	4600.000	4400.000	4250.000	4199.961	3964.066	3437.468
240.0	4600.000	4400.000	4250.000	4199.907	3962.363	3435.722
480.0	4600.000	4400.000	4249.998	4199.786	3961.023	3434.435
600.0	4600.000	4400.000	4249.997	4199.723	3960.698	3434.062
1200.0	4600.000	4400.000	4249.987	4199.404	3960.003	3433.416
2400.0	4600.000	4400.000	4249.947	4198.772	3959.082	3432.495
4800.0	4599.999	4399.999	4249.798	4197.562	3957.630	3430.996
6000.0	4599.998	4399.998	4249.694	4196.989	3957.084	3430.497
9000.0	4599.995	4399.995	4249.371	4195.656	3955.974	3429.387

は浸透のみの解析では圧力の伝搬が生じない限り、また、水の流出入が生じない限り水頭変化は生じないためである。

同じモデルを変形と浸透を連成した解析によって検討した。その時の地盤モデルはFig. 7.14と同様であるがFig. 7.16に示すように弾性係数およびポアソン比を仮定して解析を行った。この条件での解析結果をFig. 7.17に示す。D_{a2}層の水頭が低下するにつれてD_{a3}層の水頭が低下していることが明瞭にわかる。このことは、実際の実験で現われた現象をよく表わしていることになる。

すなわち、D_{a2}層の水頭が低下するとD_{a3}層の荷重が低下するためにD_{a3}層が膨張する。その結果、D_{a3}層の水頭が低下するためと考えられる。多層の地下水の変動は水の流出入だけでなく、荷重の伝播による滞水層の変形によっても変化し、従来より現場で言われている気圧効果的な変動が生じる。このような2つの原因による地下水の変動を正確に把握するためには、ここで示したような連成解析がきわめて有効である。

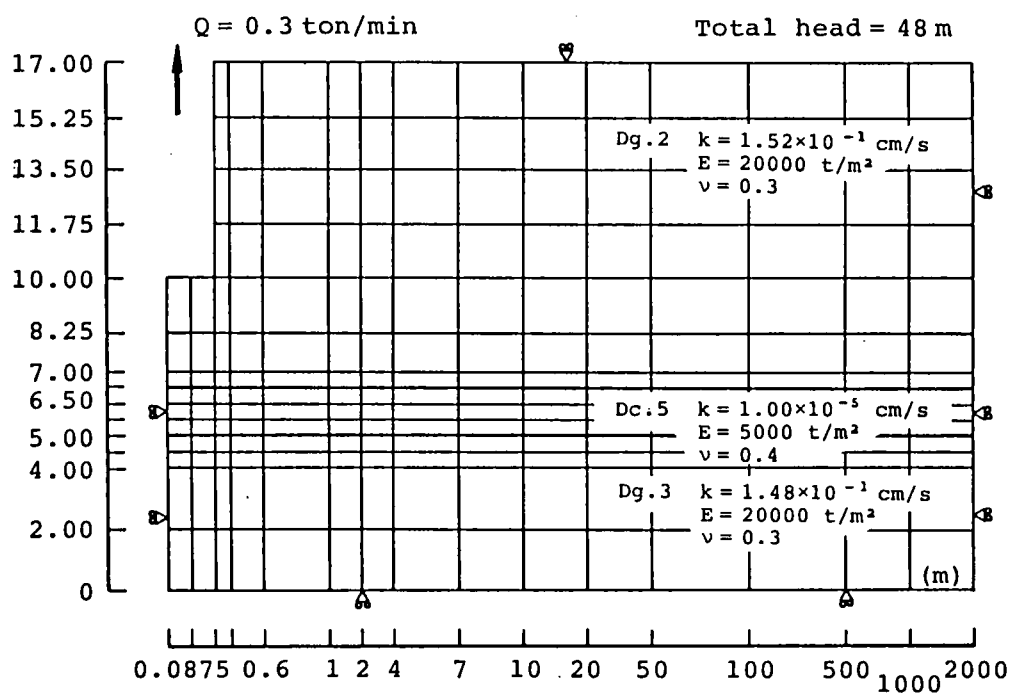


Fig. 7.16 連成解析による地盤条件

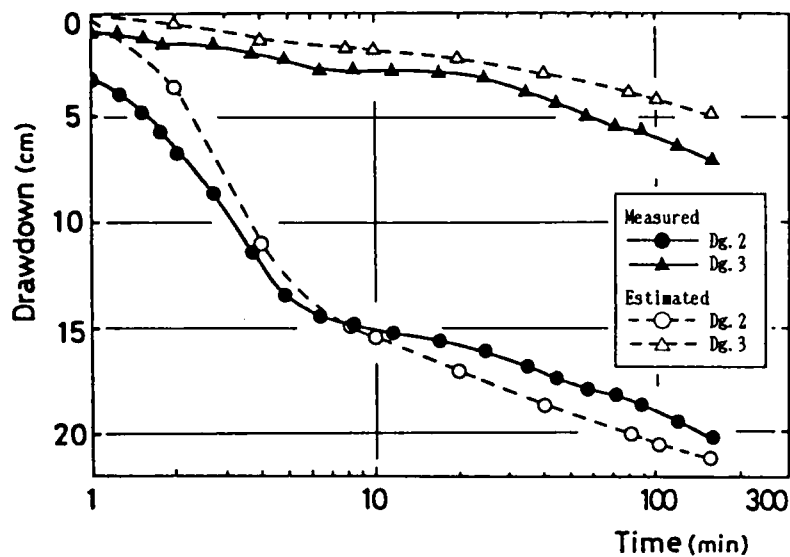


Fig. 7.17 連成解析による水位低下挙動

(2) 飽和－不飽和領域を対象とする解析例

a) 砂模型実験との対比

自由水面を有する飽和－不飽和領域の解析例として、赤井・宇野(1966)が行った砂模型実験を比較の対象として選んだ。解析では透水性基盤上10cmの高さに初期水位が存在し、瞬時に20cm水位上昇するものと仮定している。解析領域は35cm×315cmの長方形の飽和－不飽和領域であり、その左端で水位上昇が行われる。境界条件としては変位に関して地表面は拘束がなく、両側面は水平方向固定、下面は鉛直方向固定としている。応力境界としては上端および両側面の水浸しない部分が全応力既知の境界、また両側面の水浸している部分および下面は水頭既知の境界となっている。流量境界としては上端および両側面の水浸しない部分が不透水面となっている。このモデルを用いて、瞬時水位上昇による非定常浸透現象に対応して、水面形の時間的な変化とともに砂模型の変形および応力状態がどのように推移するかを検討することにする。なお不飽和領域に対して透水係数および比水分容量の値の更新をFig. 7.4に示す透水特性曲線を用いて行い、飽和領域に対しては $e = a \cdot \log_{10} k + b$ の関係を用いている。

Fig. 7.18は、初期水位(10cmの位置)から水位が瞬時に20cm上昇した場合の水面形の時間的な変化を示している。図中に破線で示した曲線は、前述の実験結果である。これと計算結果を比較すると水面形の形状および定常時の水面形は妥

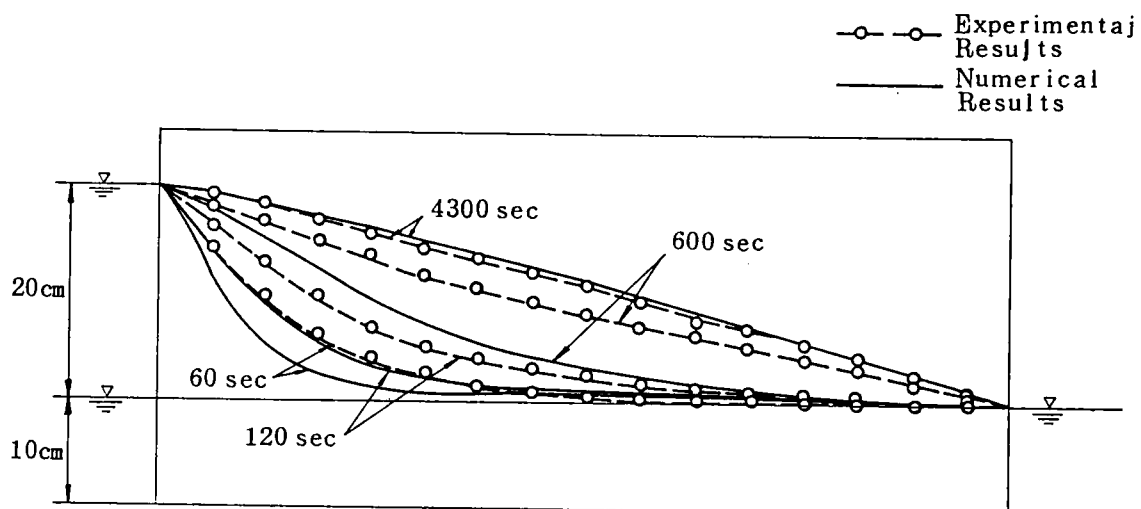


Fig. 7.18 解析値と実験値の比較

当と考えられるが、初期において浸透流の進行は遅れる傾向がある。これは、初期の地盤内応力を与えるための自重圧密段階で飽和領域の透水係数がやや小さくなっていることも一因であるが、つり合い式を満足するように自重圧密計算が行われる際に、不飽和領域に対して式(7-3)の χ を領域の平均値としてただ1つ設定（ここでは $\chi=0.7$ ）しているため、初期状態（自重圧密終了時）のサクション分布が実際より大きな値として計算され、透水係数および非水分容量に影響を与えることが原因と考えられるので、サクションを含む初期応力状態が入力でき計算が続行できるようにすればよい結果が得られるであろう。

Fig. 7.19は表面鉛直変位を示したもので、破線は初期応力状態を作るための自重圧密段階での沈下を示している。水位上昇後、水面形が変化するのにともなって初期では領域の左側で隆起を生じ、次第に領域全体が隆起を起こしている。この現象は有効鉛直応力 σ_z' の時間的变化を表したFig. 7.20からも説明できる。すなわち水位上昇後、 σ_z' は水位上昇が起こった部分の近傍で急激に減少し始め、

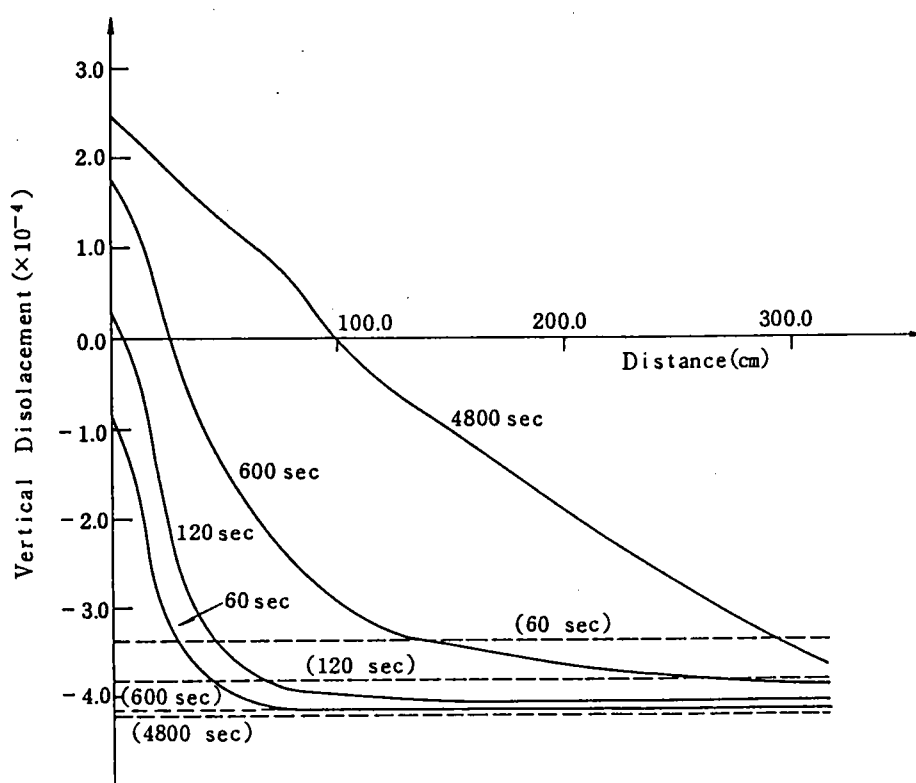
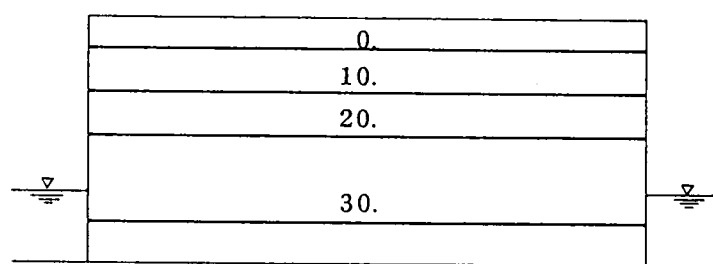
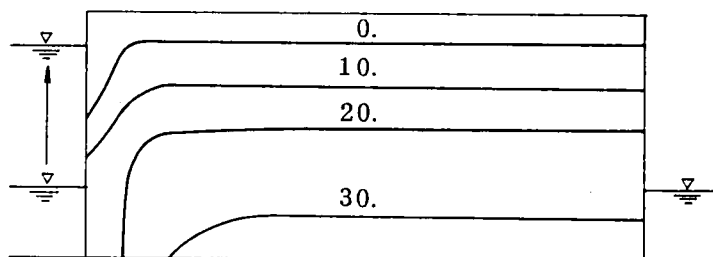


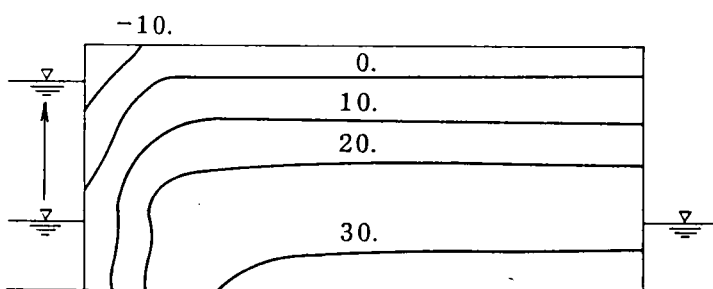
Fig. 7.19 各時間段階の圧力水頭分布



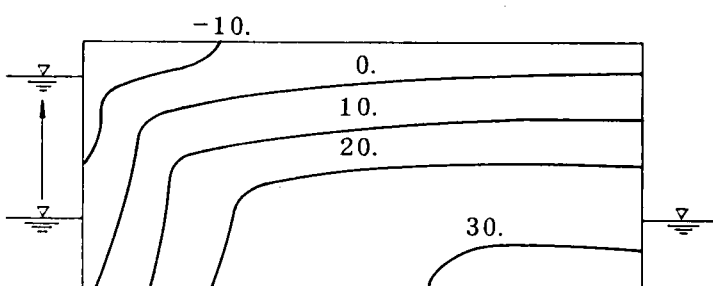
Initial State



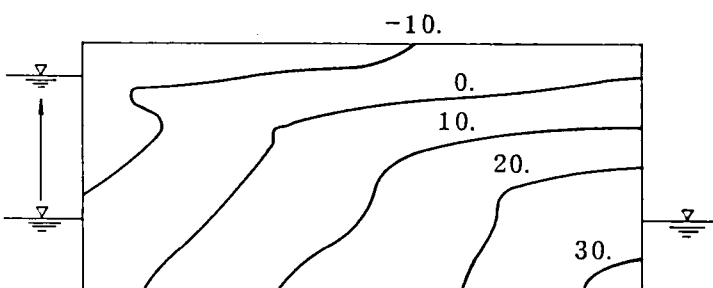
$t = 60 \text{ sec}$



$t = 120 \text{ sec}$



$t = 600 \text{ sec}$



$t = 4800 \text{ sec}$

Fig. 7.20 表面鉛直変位

時間経過とともに連続式およびつり合い式を満足しながら、領域全体にこの応力変化が広がっていく。そして最後に定常浸透状態に達して、応力状態も平衡状態となる。有効水平応力 σ_r' も K_0 状態から σ_z' と同様の挙動を示す。

Fig. 7.21は各時間段階の圧力水頭分布を示している。 $t=60$ 秒において非排水状態に近い形で変形したときの圧力水頭分布と新たに水理境界となった部分で固定された水頭が示されている。 $t=120$ 秒においては動水勾配が水位上昇した部分に近いほど急になっており定常状態には達していないが、 $t=4800$ 秒ではほぼ定常といえる圧力水頭分布になっている。

b) アースフィルダムの解析

浸透流が土構造物の安定性に及ぼす影響については前述したが、特にフィルダムでは貯水時に浸透水の作用で間隙水圧や揚圧力が発生することによりパイピングやせん断強度の低下などダムの安定を脅かす場合や水位急降下時に残留間隙水圧の影響で斜面の安定が損なわれる場合が多分に予想される。したがって、フィルダムの設計・施工には浸透流に対する安定性を十分検討しておく必要がある。

ここでは応用例として貯水池の水位が上昇した場合、その浸透現象と変形がどのように進行したいくかを検討するためFig. 7.22 に示すモデルを用いて解析した。Fig. 7.22 には、変位に関する境界条件、ダムの諸元および材料定数が示してある。飽和領域における透水係数の変更パラメーター a 、 b は、地盤に対しては砂質土、ダム部に対しては砂質粘土に対応するものを用いた。また粘性土に対する不飽和領域における透水係数が未だ十分明らかにされていないので、土質材料の理論毛管上昇高を参考としてFig. 7.4の圧力水頭の値を粘性土に適合するように修正し透水係数および比水分容量を決定した。

基礎地盤の表面に初期水位が存在し、瞬時に20mの水位上昇が起こった場合の水面形の推移を示したのがFig. 7.23である。1200秒後ではまだ非排水状態に近く、堤体内の水位上昇した上流貯水池側でわずかに飽和領域が現れているが、堤体の他の部分は依然として不飽和のままであり、堤体の上流表面付近では動水勾配がかなり大きいと考えられる。その後時間経過とともに水平方向に水面が進行してゆき、6日後にはほぼ定常状態に達している。

Fig. 7.24は浸透水の動きに伴う堤体内の変形を表したもので、水位上昇直後の非排水状態を破線で示し、浸透現象が定常状態に至ったときのものを一点鎖線で

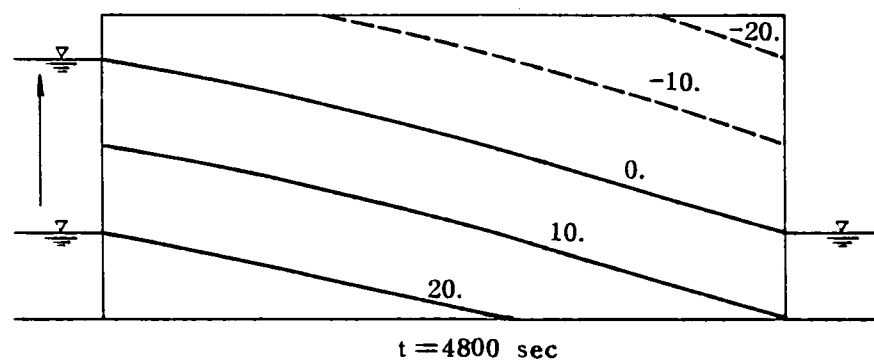
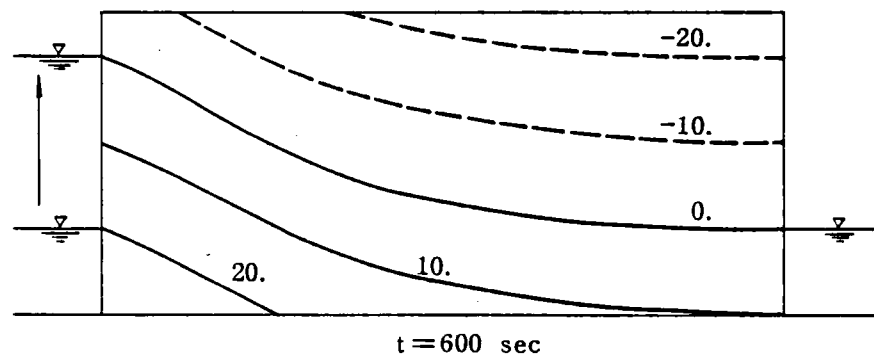
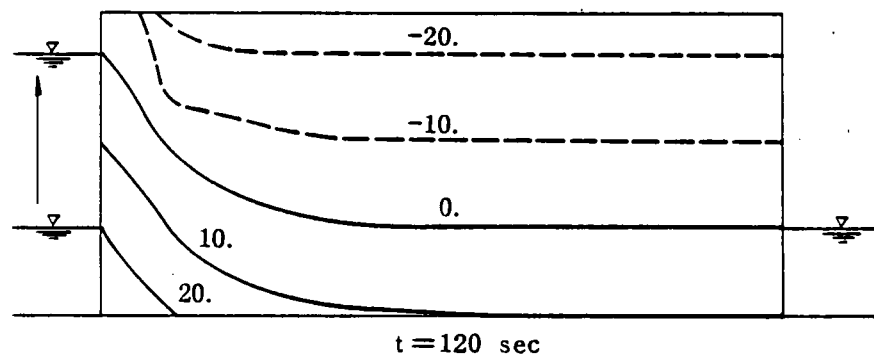
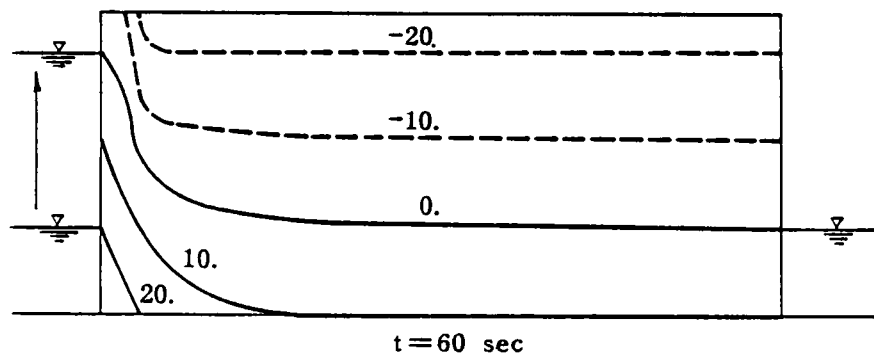


Fig. 7.21 有効鉛直応力 σ_z' の時間的变化

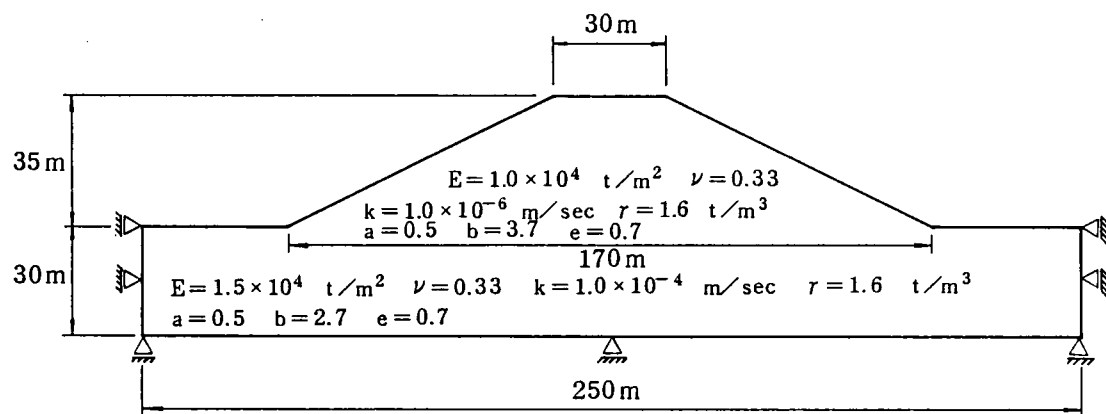


Fig. 7.22 アースダムの解析モデル

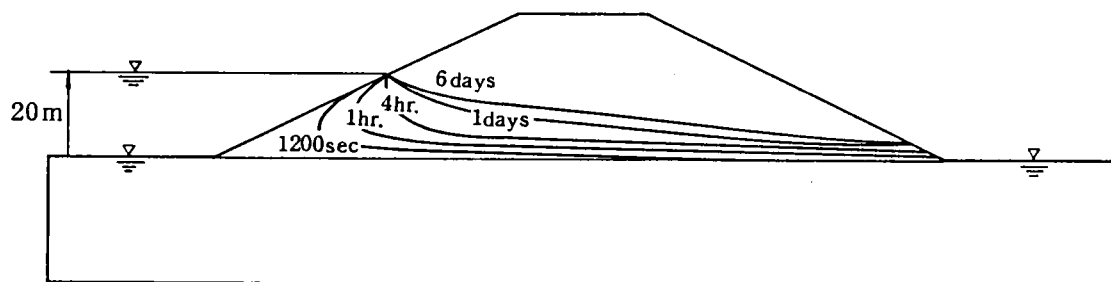


Fig. 7.23 自由水面の推移

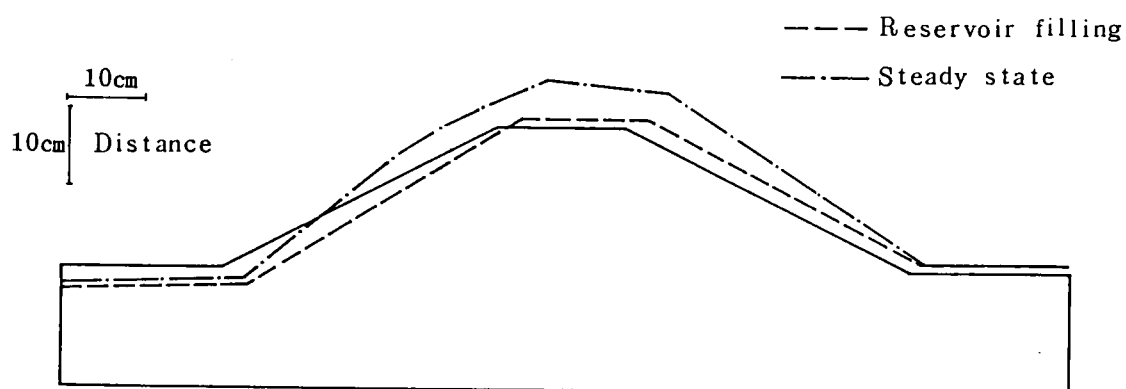


Fig. 7.24 浸透水の動きに伴う堤体の変形

示している。この場合堤体築造時の自重圧密完了後の変形を基準値としている。初期の水位上昇時の非排水状態では、上流側が沈下し、下流側が隆起して等体積変形が生じていることがわかる。ところが時間が経過し、水が浸透するにつれ、間隙水圧が増加し有効応力が減少するため膨潤が生じる。定常時においてFig. 7.23 に示した水面形に対応した変形が生じていることがわかる。すなわち、浸透現象による間隙水圧の増大が堤体を隆起させるとともに、浸透力が堤体を下流方向に変形させていることが堤体の中心線に注目すると明らかである。

c) トンネル掘削の解析

地下水の存在する地盤あるいは岩盤を掘削する場合、一般に地下水位を低下させて工事が進められる。その時に、地盤が変形する要因としては、掘削の影響、浸透流の変化、地下水面の変動による圧密現象などが考えられる。特に泥岩あるいは粘土層など水圧変動による圧密沈下が大きいと予測される地盤では、工事の進行にともなって重大な支障をきたすこともあり、都市部等での掘削工事では、周辺構造物への影響が大きいので細心の注意が必要である。またトンネル等の掘削にともなう地下水位変動も環境保全の意味も含めて、社会的関心が深いので事前の十分な調査が必要な問題である。

解析例のモデル図をFig. 7.25に示す。計算のケースとしては、Table 7.2に示した地盤構成の2つのケースについて、それぞれケース1、ケース2とした。解析の結果を以下の4点について考察する。

水面形の変動

飽和－不飽和状態を考慮した連成問題を考える上での着目点として、水面形の非定常－定常状態への変動を取り上げる。飽和－不飽和の問題を考える場合、飽和から不飽和へと土中水が移動した部分においては、作用していた浮力が作用しなくなる。これより、物体力が変化して自重による圧密が生じることが容易に想像され、飽和－不飽和領域の判定規準として水面形を考えるのが妥当と思われる。また、地下水位の上昇や降雨による2重水面の形成などの特殊な問題に対処するには式の修正を行わなければならない。この点について阪上ら(1988)が詳細な検討を行なっている。

解析例として、ケース1、ケース2の各水面形の時間的变化をFig. 7.26(a),(b)に示す。両ケースを比較する場合、前者の透水係数が後者より1オーダー大き

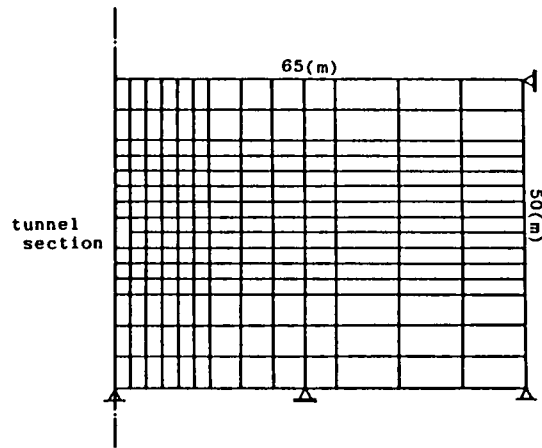


Fig. 7.25 トンネルの有限要素分割

Table 7.2 材料定数

	Young's Modulus (t/m^2)	Poisson's Ratio	Void Ratio	Unit Weight (t/m^3)	Coefficient of Permeability (m/sec)
CASE-1	1.0×10^3	0.33	0.7	1.6	1.0×10^{-6}
CASE-2	1.0×10^4	0.33	0.5	2.3	1.0×10^{-7}

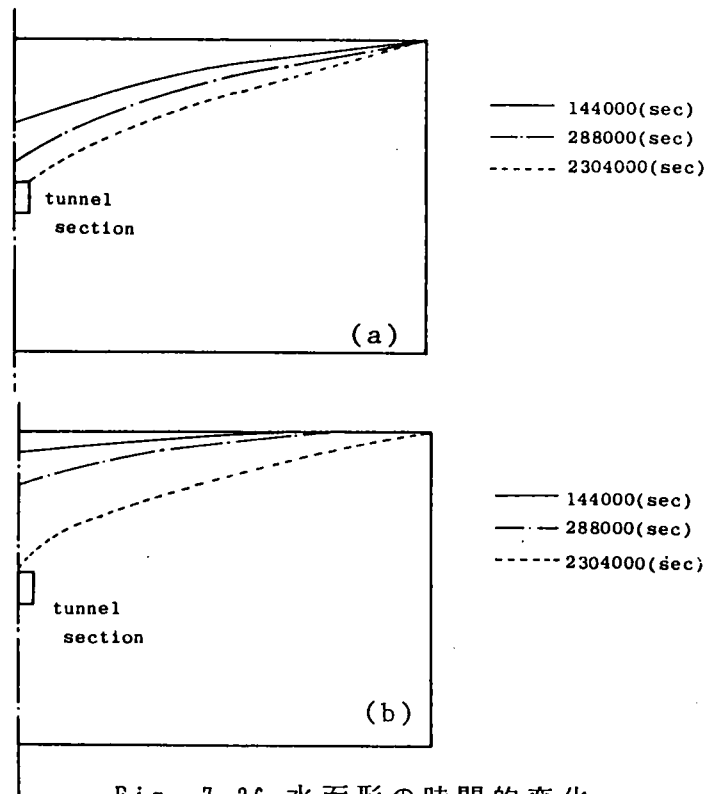


Fig. 7.26 水面形の時間的变化

いので、前者の自由水面の低下が後者の場合より著しく大きいことがFig. 7.26(a), (b)に表されている。また、ケース1においては約27日後には定常状態に至っているが、ケース2においてはまだ定常状態に達していない、ただし、この解析では影響圏以遠からの水の供給量を無限であると考えている。したがって、実際の現場条件で側方からの供給量に限界があるような場合には、定常状態に至る過程はここに示したものよりさらに早まる。

地表面の沈下

掘削による排水が原因の自由水面の低下により不飽和領域が発生し、地表面が沈下することが予測される。ケース1、ケース2の地表面沈下図をFig. 7.27(a) (b)に示した。Fig. 7.27において、地表面の沈下のようすは両ケース共に水面形の各時間ステップ時の形状と相似な形状を示している。弾性定数の比較から、ケース2が1オーダー小さな値であるので沈下量は、ほぼケース1に比べ1オーダー小さめな値を示しているが、形状としては同様な傾向である。また、各時間ステップごとでの最大沈下量は、トンネル断面の真上の部分に現れている。一方、トンネル部分から最遠の境界部分での沈下量は、Fig. 7.27に示すように比較的大きな値を示している。これは、解析手法上の問題から来るものと考えられる。つまり自由水面の低下の影響圏は、この場合半径65mと仮定しているのに対して、地表面の沈下の影響圏はさらに側方まで広がっていると仮定している。したがって、この解析においては厳密な意味では自由水面と地表面の影響圏は一致しないという仮定のもとで行っている。この仮定を用いる理由を以下に述べると、今解析の目的は定性的な変化を予測することであり、特にトンネル掘削部分の周辺の変化を主目的としている。したがって、比較的トンネル部分から離れた部分の予測には限界があるのであり、また重要度が低いと考えたからである。しかし、現場条件ではここで考えているよりはるか側方まで、水面形および地表面沈下が現れてくるようである。

トンネル断面の形状変化

トンネル断面の時間的形狀変化をFig. 7.28(a), (b)に示す。断面の形状特性は、掘削直後には全体的に内側に変形し、断面積を著しく減少しようとする。その後、時間的経過を経るにしたがい全体的に鉛直方向へ沈下していく傾向にある。トンネル断面の上部は、掘削直後から常に鉛直方向へ沈下しつづけていく。これに対

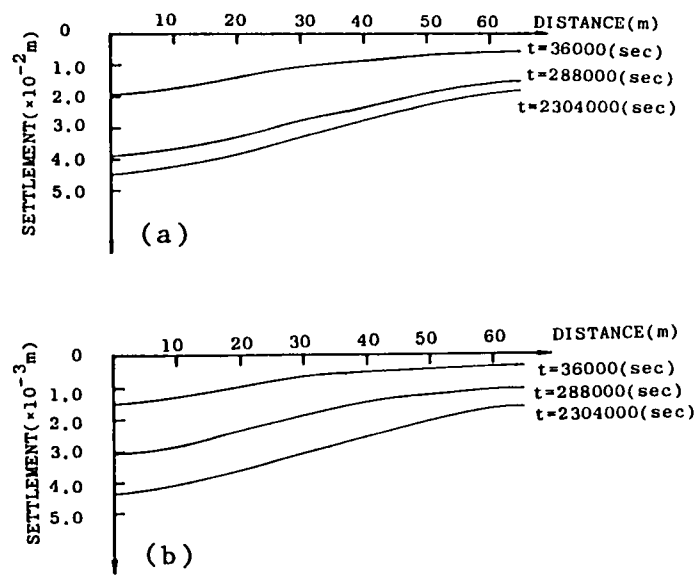


Fig. 7.27 地表面沈下

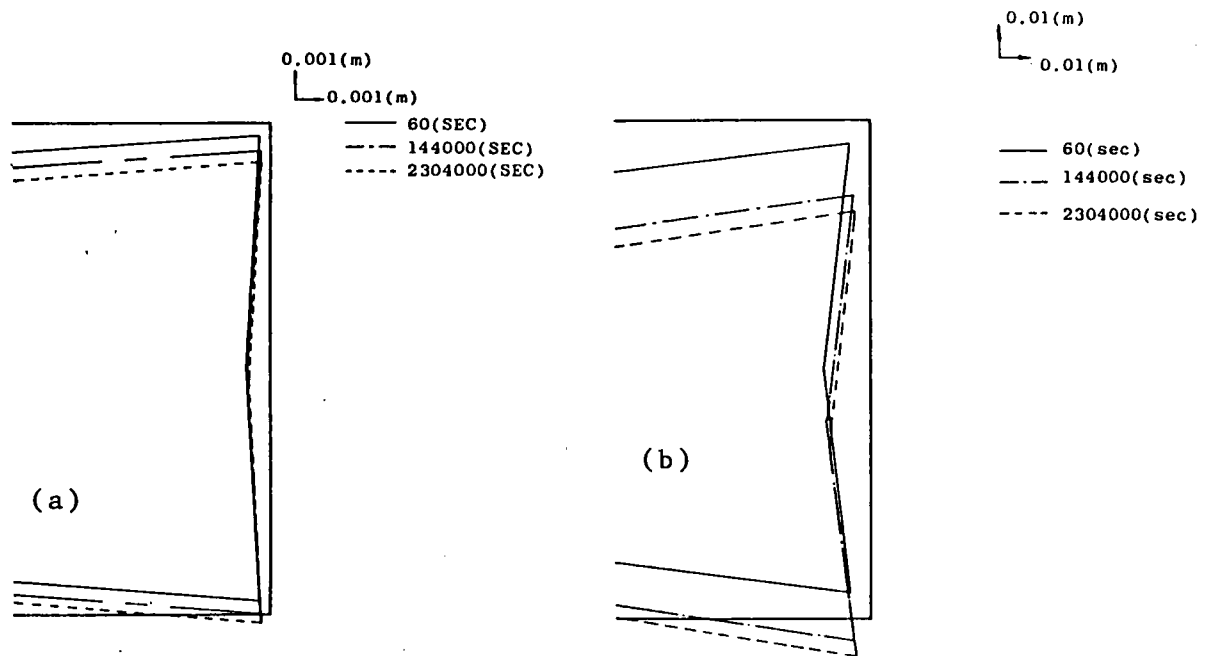


Fig. 7.28 トンネル断面の時間的形狀変化

して、トンネル断面の下部では掘削直後には上方へ隆起するが、その後、次第に鉛直方向へ沈下していく。また、側方変位に関しては掘削直後に一時内側に変形し、その後再び側方へ広がっていく傾向にあるが、その量はきわめて小さくほとんど変化はない。

Fig. 7.28 において、ケース 1 とケース 2 の比較を行うと、当然弾性定数の違いからケース 1 の方が変形は大きいですが、ケース 1 においては確実に長時間後にはトンネル下部で掘削以前のレベルよりも沈下している。一方、ケース 2 においては変形の傾向は同様であるが、掘削以前のレベルより沈下するのは遅くなっている。また、両ケースとも側方への広がりはいずれも小さく現れている。したがって、トンネル断面の変形は、トンネル部分の断面積を減少していく傾向にあるものと思われる。また、便宜上トンネル断面の形状を長方形断面を用いたため、隅角部での応力集中および隅角部の節点に直接荷重を作用させることによる応力集中の影響が、多少あるものと思われる。つまり、トンネル断面の形状を実際の施工条件に照らしあわせて多角形断面あるいは円形断面を想定した場合には、トンネル形状変化はまた異なる特性を表すものになるであろう。

トンネル断面周辺の応力経路

参考のためケース 1 での応力経路を Fig. 7.29 に示す。この解析は、弾性解析であるので降伏破壊を論じることは本質的に不可能であるが、定性的な地盤内応力状態を見るには応力経路が適している。天端部では、掘削直後に急激に偏差応力 q が増加する。この原因は、天端部では鉛直応力 σ_v' が急激に減少するためである。その後、有効平均主応力 p' の増加とともに q は減少する。したがって、天端の部分は、掘削直後に最も危険側、つまり破壊状態に近づくことが予想される。一方、天端上部の要素は、比較的安全側にあると思われる応力経路を示している。

トンネル掘削にともなう地下水変動や地盤の変形は、今後地下空間の開発が進むとともにますます重要視される事項である。ここで示した解析方法は広い適用範囲を持っており、こうした問題に対処するための強力な道具となるであろう。

7. 5 不飽和状態の地盤の取り扱い

地盤中の水分変化に対して水の運動を支配するパラメーターは非線型に変化し、室内・野外を問わず不飽和状態の挙動を実験で求めることが現在のところ困難で

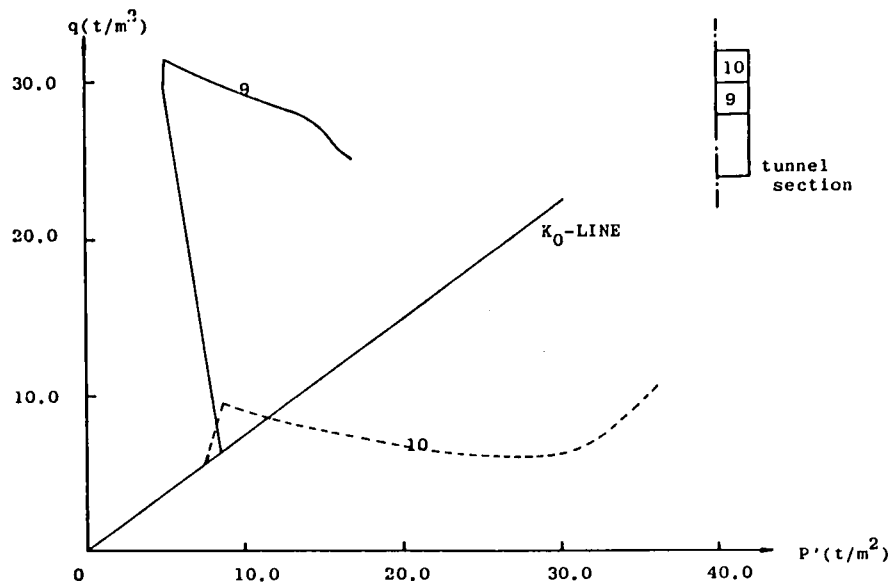


Fig. 7.29 Case 1での応力経路

あることが多い。また、不飽和領域での有効応力の概念に関してもまだ確立されたものがない状態である。しかし、いろいろな分野で連成解析には新しい試みがなされている。例えば、斜面への影響が大きいと考えて提案されたFredlundの極限解析理論では、斜面中の負の間隙水圧をうまく考慮している。すなわち、不飽和状態の地盤のせん断強度を以下のように定義した。

$$\tau = c + (\sigma - u_a) \tan \phi_b - u_w \tan \phi_b \quad (7-28)$$

ここに、 τ はせん断強度、 c は粘着力、 σ は全応力、 u_a は間隙空気圧、 u_w は間隙水圧を示し、 ϕ_b は摩擦角、 ϕ_b は $(\sigma - u_a)$ を一定に保ったときの u_w の変化に伴う強度変化の割合を示している。

この式はFig. 7.31 のようにサクションを第3の変数にとれば2次元のグラフに分かりやすく描くことが出来る。 $(\sigma - u_a)$ が一定の時、強度を負の間隙水圧に対してプロットすると角度 ϕ_b がもとめられる (Fig. 7.30)。地盤が飽和状態に近づいていくと式が従来の飽和土に対する強度式に変わることは容易に証明できる。

したがって、地盤のサクションによる強度変化を簡易に表現するには、それを

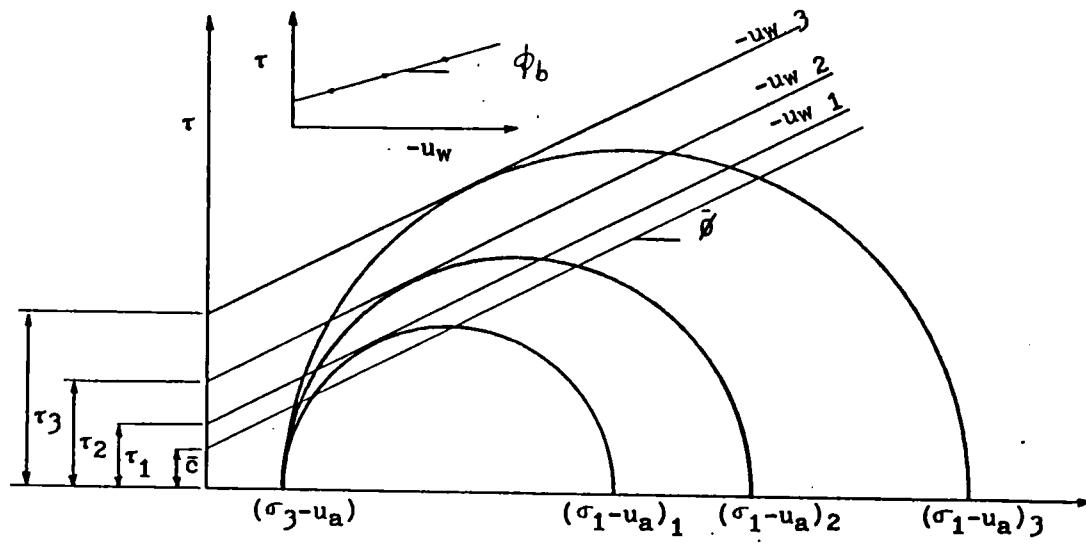


Fig. 7.30 傾斜角 ϕ_b を得るための三軸試験

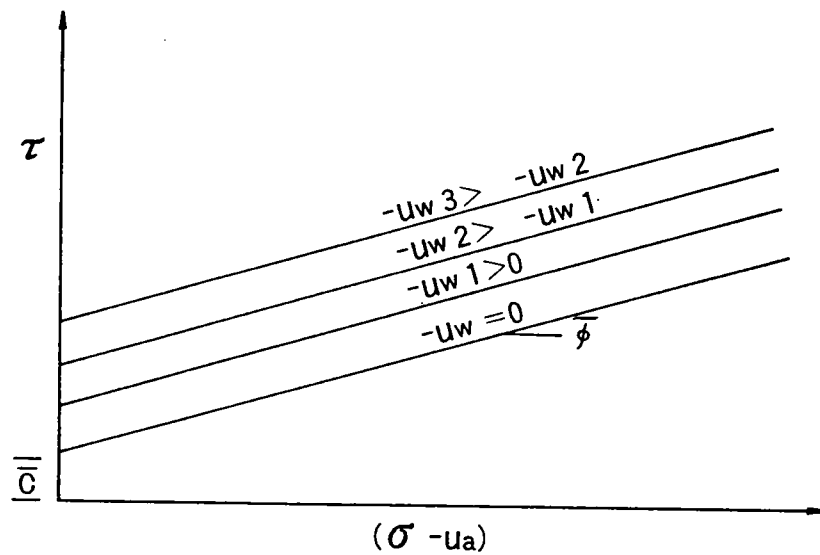


Fig. 7.31 不飽和土の破壊線

粘着力の増加としてとらえ、

$$c=c-u_w \cdot \tan \phi, \quad (7-29)$$

として強度式を用いればよい。この時、強度パラメータ (c 、 ϕ) は地盤のサクシオン状態を表わすように修正しなければならない。

Lambe and Pieretti (1982) は以上の考えを安全率の計算の中にとりまとめ、いくつかの現場計測の結果を解析して、原位置におけるサクシオンの存在の重要性を確認している。また、原位置間隙水圧分布の正確な計測、実験室でのサクシオンによる強度増加の測定方法の改良を強く要求している。現在でも Lambe (1987) は斜面安定問題での負の間隙水圧の役割の研究に力を注いでおり、解析ならびに原位置計測で十分な考慮が成されていないことに注意を喚起している。このような研究を通じて、連成解析と計測、理論的考察の連携が広がることと期待が出来る。

7. 6 まとめ

本研究は地盤・岩盤中に存在する水と地盤の構造骨格の相互作用を一般的に取り扱う方法を有限要素法を用いて示したものである。浸透流が土・岩盤構造物の安定性に及ぼす影響について古くからいろいろ問題となっているが、これを一般的に解析する手法は限界動水勾配を用いるような方法以外今まであまり効果的な方法は考えられていなかった。本章で示した解析手法は地盤を飽和－不飽和領域からなるものと考え、浸透解析と応力・変形解析を一度に行うものであり、フィルダムの安定、トンネル掘削や井戸掘削に伴う水の汲み上げによる地盤の沈下・変形・地下水の変動による斜面の安定などの広範囲な問題の解析に適用可能である。ここに示した結果は地盤の構造骨格を弾性体と仮定して行ったものであるが、さまざまな条件式を加味することにより、塑性域の発達、パイピング、ハイドロフラクチャリング現象の発生などの検討を行うことができると考えられる。

本研究で得られた知見ならびに結果を要約すれば以下のようなになる。

(1) 飽和－不飽和領域における浸透現象と応力・変形の相互作用は、式(7-18)

で示される変位と全水頭を未知数とする連立微分方程式で表される。

- (2) 浸透現象と応力・変形の相互作用を取り扱う場合、水理境界が変動する問題に対しては全水頭表示が合理的であり、水面形の変動に伴う土の密度変化と静水圧の両者を考慮すべきである。
- (3) 揚水試験、ダム、トンネルなどいくつかの例題を解析し、飽和－不飽和領域を考慮した本解析手法の有効性を検討した。砂模型実験の解析では実験結果と比較して解析手法の適用性を確かめ、入力パラメーターの検討を行い、十分実用性のあることを示した。また、多層地盤の揚水試験例では、従来の浸透解析のみでは説明できない事象を明らかにした。
- (4) 本解析手法の問題点は不飽和領域を定義する定数の決め方であると考えられる。室内・野外を問わず実験で求めることが困難であるといわれながら、徐々に成果が出ている。また、不飽和領域での有効応力の概念に関してもまだ確立されたものがない状態であるので、今後このような方面の研究が進展し、多くの不明な点が明かにされることが期待される。

- 赤井浩一・宇野尚雄(1966): 土中の準一次元非定常浸透流に関する研究, 土木学会論文集, 第127号, pp. 14~22.
- 赤井浩一監修・大草重康訳(1968): フローリンの土質力学, 第II巻, 森北出版.
- Akai, K., Y. Ohnishi, M. Horita and T. Murakami(1979): Coupled Stress Flow Analysis in Saturated-Unsaturated Medium by Finite Element Method, 3rd Int'l Conf. on Numerical Methods in Geomechanics, Aachen, pp. 241-249.
- Barden, L.(1964): Consolidation of Compacted and Unsaturated Clay, Geotechnique, Vol.14, No.3.
- Bear, J. (1972): Dynamics of Fluids in Porous Media, Elsevier Publishing Co., New York.
- Biot, M.A.(1941): General Theory of Three-Dimensional Consolidation, J. of Applied Physics, Vol.12, pp.155-164.
- Bishop, A.W. and G.E. Blight(1963): Some Aspects of Effective Stress in Saturated and Partly Saturated Soil, Geotechnique, Vol.13, No.3, pp. 177-197
- Eisenstein, Z. and T.C. Low(1977): Analysis of Consolidation Behavior of Mica Dam, Proc. ASCE, Vol.103, No.GT8.
- Fredlund, D.C., Morgenstern, N.R. and Widger, A. (1978): Shear Strength of Unsaturated Soils, Canadian Geotechnical Journal, Vol.15, No.3, pp. 313-321.
- Habib, P. and J. Bernaix(1966): La fissuration des roches, 1st Congress ISRM, Lisbon, Vol.1, pp.185-190.
- Ho, D.Y.F. and Fredlund, D.G.(1982): Increase in Strength due to Suction for Two Hong Kong Soils, Engineering and Construction in Tropical and Residual Soils, ASCE Specialty Conference, Honolulu.
- Lambe, T.W. and R.V. Whitman(1969): Soil Mechanics, John Wiley & Sons, New York.

- Lambe, T.W. and Pieretti, S.A.R.(1982) : Influence of Negative Pore Pressure on the Stability of Slopes at Amuay, MIT Civil Engineering Report and MS Thesis, MIT.
- Lambe, T.W. (1987) : Failures of Earth Slopes, The Sam Mathis Lecture, Dept. of Civil Eng., MIT.
- Louis, C., J.L. Dessenne and B. Feuga(1977) : Interaction between Water Flow Phenomena and the Mechanical Behavior of Soil or Rock Masses, Finite Elements in Geomachanics, Ch.14, pp.479~511.
- 三笠正人(1964) : 圧密現象の見方について－過剰水圧から圧縮ヒズミへ－, 土と基礎, Vol. 12, No. 3, pp.19-25.
- Narashimhan, T.N.(1975) : A Unified Numerical Model for Saturated-Unsaturated Groundwater Flow, Ph.D. Thesis, Univ. of Calif., Berkeley.
- 大西有三・村上毅(1980) : 有限要素法による地盤の応力・変形を考慮した浸透流解析、土木学会論文報告集、No. 298, pp.87-96.
- Richards, B.G.(1973) : Theoretical Transient Benavior of Saturated and Unsaturated Soils under Load and Changing Moisture Conditions, Division of Applied Geomech., Tech. Paper No.16, CSIRO, Australia.
- 阪上 最一・登 悦男(1988) : 応力と変形～浸透流解析の F E M定式化に対する一考察、土木学会第43回年次学術講演会講演集.
- 竹下 祐二・中村 祐昭・西垣 誠・河野伊一郎(1989) : 多層滯水層地盤における揚水試験結果の解析例、第24回土質工学研究発表会講演集, pp.1663-1664
- 吉国 洋(1973) : 多次元圧密理論とその軸対称問題への適用, 東京工業大学学位論文.

第 8 章

熱変形を考慮した連続体としての 岩盤連成解析

岩盤には外力として水だけではなく熱による力がかかることがある。この場合、7 章での 2 項目連成解析を改良して、熱の影響を考慮した解析が妥当である。本章では、連続体としての岩盤での応力・浸透・熱の 3 項目連成有限要素解析法について述べる。

8. 1 はじめに

岩盤内において高温あるいは低温の熱源が存在する場合、温度変化は外荷重、水圧変化と同様に岩盤の挙動に影響を及ぼし、岩盤構造骨格の応力・変形挙動、地下水の流れ、熱移動現象といった要因間の相互作用が生じる。地熱発電、地下滞水層での蓄熱利用、放射性廃棄物の地中処分などの地下における熱移動現象に対する興味が増すにつれ、これらの相互作用を考慮する必要性が高まっている。

従来、これらの相互作用を考慮する連成解析は、主に 2 項目の要因を対象とすることで行われてきた。熱と応力・変形の連成は固体力学を始め、多くの関連分野で研究され、熱と水の流れの連成については、流体力学、水理学の分野で、熱拡散、熱伝導などの研究が精力的に行われている。また、応力・変形と水の流れの連成は、圧密現象として捉えられ、その内容は 7 章に示す通りである。

応力・変形挙動、地下水の流れ、熱移動現象といった 3 つの要因は、相互にかかわり合い、岩盤に極めて複雑な挙動をもたらす。これらの相互作用を解析するには、応力のつり合い方程式、水の連続式、エネルギー保存則を連立させて解かなければならない。こうした研究は地熱開発の研究から芽生えてきており、その端緒を開いたものに Bear and Carapcioglu(1981)による理論的な検討成果がある。彼らは飽和領域を対象とした支配方程式を導いたが、同じ飽和地盤に対して、Hart(1981)は差分法を用いて解析を行い、連成解析の必要性を主張している。

本章では、飽和－不飽和領域を対象にして、応力・変形挙動、水の流れ、熱移動現象を支配する方程式を相互作用を考慮する形で誘導し（大西ら（1986））、有限要素法を用いて定式化を行い、その解析結果を示す。

8. 2 支配方程式

本解析で用いた主な仮定を以下に示す（小林（1985）、大西ら（1986））。

- 1) 地盤は等方な線形弾性多孔体である。
- 2) 土中水の流れはダルシー則に従う。
- 3) 相変化（液状水－蒸気水）は考慮しない。
- 4) 空気相は考慮しない。
- 5) 2次元平面問題とする。
- 6) 固相と液相間の熱交換は無視する。
- 7) 熱伝導はフーリエ則に従う。
- 8) 水の密度は、温度と水圧により変化する。
- 9) 固相の密度は変化しない。

このような仮定を基にした場合の飽和－不飽和領域を対象とした支配方程式は次のようになる。

(1) 応力の釣合方程式

$$\left[\frac{1}{2} C_{ijkl} (u_{k,l} + u_{l,k}) - \beta \delta_{ij} (T - T_0) + \chi \sigma_{ij} \rho_f g h \right]_{,j} + \rho b_i = 0$$

$$(i, j, k, l = 1, 2, 3) \quad (8-1)$$

ここに、 C は弾性係数、 u は変位、 T は温度、 χ はBishopの不飽和パラメータ、 ρ は密度、 h は全水頭、 g は重力加速度、 δ_{ij} はクロネッカーデルタ、 b は物体力、 ρ は地盤の密度、 β は温度変化によって生じる応力を求める時の係数で、等方弾性体の場合 $\beta = (3\lambda + 2\mu)\alpha_s$ 、ここで λ 、 μ はLameの定数、 α_s は固体の熱膨張係数となる。添え字 f は流体を意味している。

(2) 土中水の連続式

$$\begin{aligned} & \{ \rho_f k(\theta) h_{,i} \}_{,i} - \rho_f n S_r \rho_f g \beta_p \frac{\partial h}{\partial t} \\ & - \rho_s C(\psi) \frac{\partial h}{\partial t} - \rho_s S_r \frac{\partial u_{i,i}}{\partial t} + \rho_f n S_r \beta_r \frac{\partial T}{\partial t} = 0 \end{aligned} \quad (8-2)$$

ここに、 $k(\theta)$ は透水係数、 θ は体積含水率、 n は空隙率、 S_r は飽和度、 β_p は流体の圧縮係数、 $C(\psi)$ は比水分容量、 ψ は圧力水頭、 β_r は水の熱膨張係数、 t は時間を示す。添え字 o は基準状態、 s は固体を示す。

(3) エネルギーの保存式

$$\begin{aligned} & (\rho C_v)_m \frac{\partial T}{\partial t} + n S_r \rho_f C_{vf} V_{fi} T_{,i} - K_{rm} T_{,ii} \\ & + n S_r T - \frac{\beta_r}{\beta_p} k(\theta) h_{,ii} + \frac{1}{2} (1-n) \beta T \frac{\partial}{\partial t} (u_{i,i} + u_{i,i}) \delta_{ij} = 0 \end{aligned} \quad (8-3)$$

ここに、 C_v は定積比熱、 v_f はダルシー流速を表し、

$$(\rho C_v)_m = n S_r \rho_f C_{vf} + (1-n) \rho_s C_{vs} \quad (8-4)$$

$$K_{rm} = n S_r K_{rf} + (1-n) K_{rs} \quad (8-5)$$

である。

以上の3つの方程式はFig. 8.1の様な連成関係を満たしており、次の初期条件と境界条件のもとで解かれる。

$u_i(x, 0) = u_i^0(x)$	on	R
$h(x, 0) = h^0(x)$	on	R
$T(x, 0) = T^0(x)$	on	R
$u_i(x, t) = \hat{u}_i$	on	B_u
$\sigma_{ij}(x, t) n_j(x) = \hat{T}_i$	on	B_σ
$h(x, t) = \hat{h}$	on	B_h

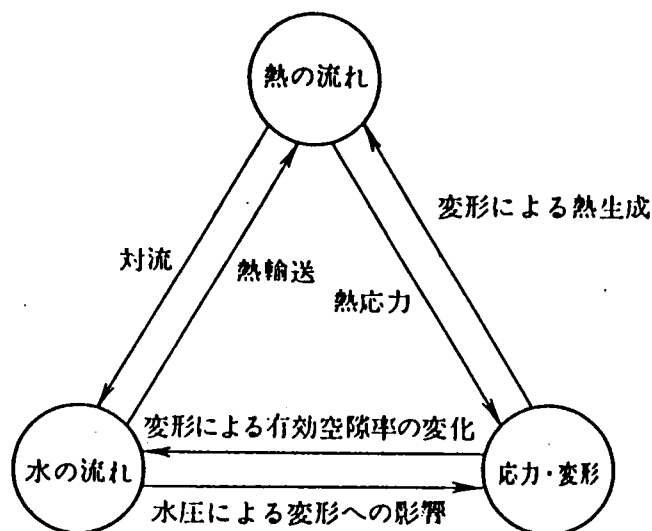


Fig. 8.1 相互作用の概念

$$\begin{aligned}
 v_n(x,t)_{nl} &= -\hat{Q} & \text{on } B_q \\
 T(x,t) &= \hat{T} & \text{on } B_T \\
 K_{Tm}T_{,nl} &= -\hat{Q}_T & \text{on } B_q
 \end{aligned}$$

ここに、 x は位置ベクトル、 R は解を求める領域、 B_u と B_σ は変位と表面トラクションを示す境界、 B_h と B_q は水圧と流量を示す境界、 B_T と B_q は温度と熱流量を示す境界であり、添え字 o は初期値を表し、 $\hat{\cdot}$ は既知境界量を表している。

8. 3 材料非線形性

(8-1)、(8-2)、(8-3)の方程式から未知数、 u_i , T , h を求めるために必要な物性データは、

- | | |
|-----------------------|------------------------|
| 1) 弾性定数 C_{ijkl} | 2) 固体の熱膨張係数 α_s |
| 3) 透水係数 $k(\theta)$ | 4) 流体の圧縮係数 β_o |
| 5) 流体の熱膨張係数 β_o | 6) 比熱 C_v |
| 7) 熱伝導係数 K_T | 8) 密度 ρ |

であり、これらの一般的傾向はTable 8.1に示す様である（小林、大西(1986)）。Table 8.1では弾性定数は、ヤング率 E とポアソン比 ν にわけており、透水係数は固有透水係数 k_o と動粘性係数 μ にわけて考えている。また、同表では固相として

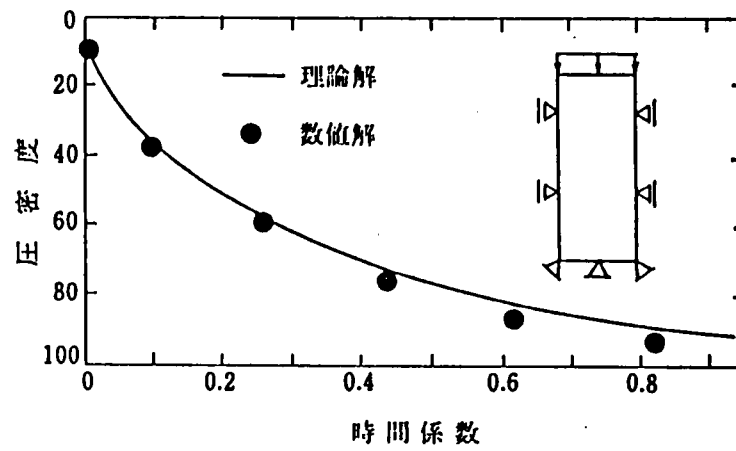


Fig. 8.2 圧密解析の理論解と数値解の比較

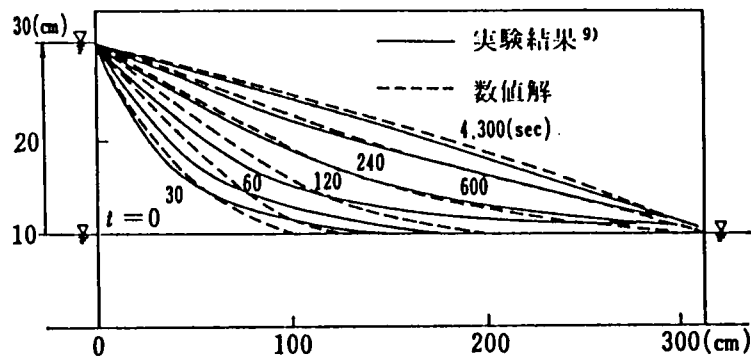


Fig. 8.3 飽和—不飽和浸透解析の実験結果と数値解の比較

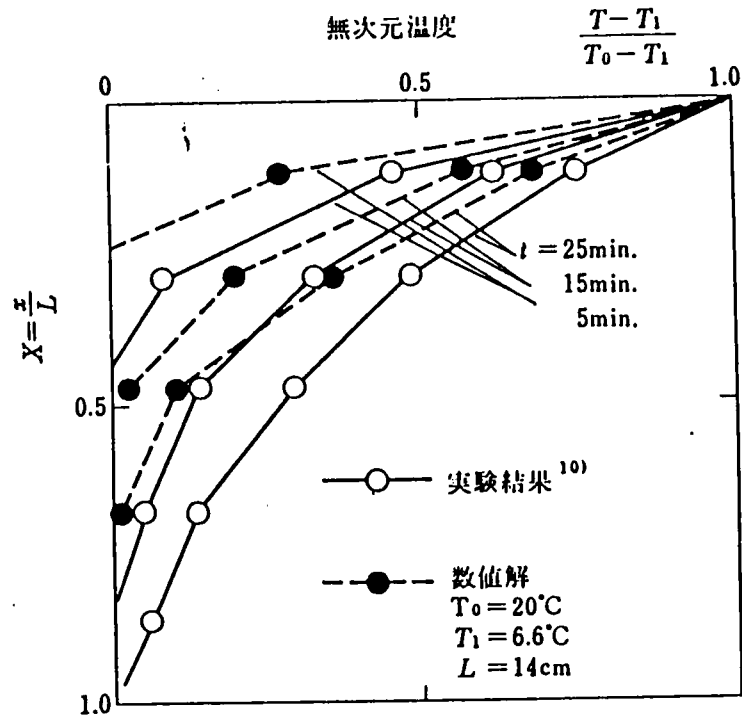


Fig 8.4 飽和砂層への温水浸透実験結果と数値解の比較

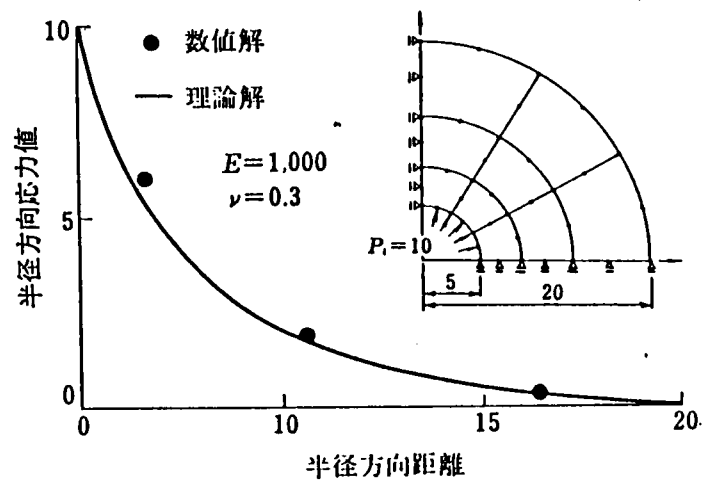


Fig. 8.5 厚肉円筒に内部圧力荷重が働いた場合の半径方向、応力分布の理論解と数値解の比較

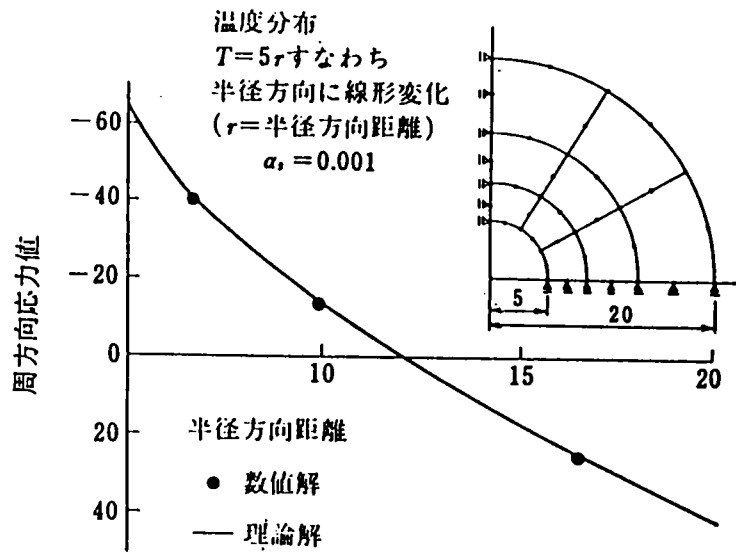


Fig. 8.6 周方向応力分布の理論解と数値解の比較

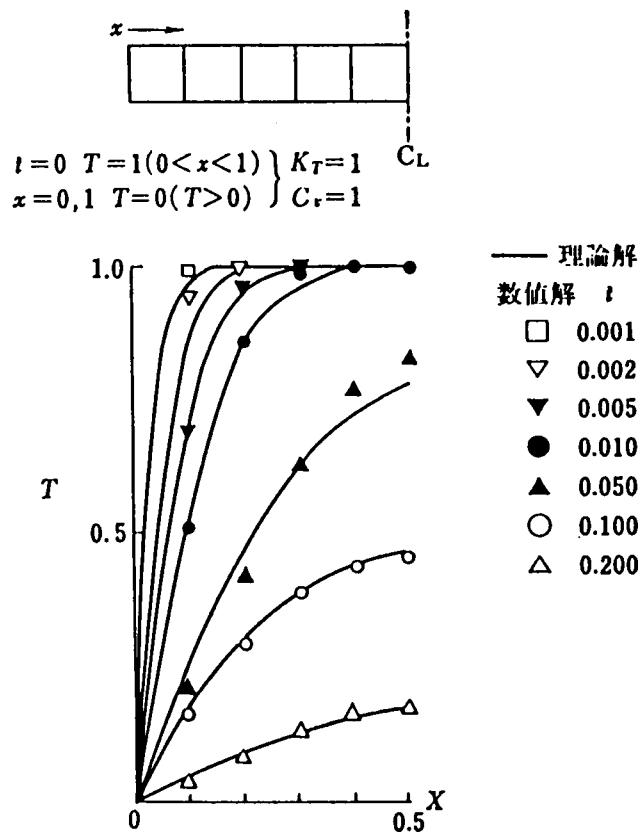


Fig. 8.7 1次元非定常熱伝導問題の理論解と数値解の比較

は花こう岩を想定している。表中の依存度については、例えば物性 B に対する H の依存度は以下の式を用いて求めている。

$$-\frac{1}{B} \frac{\partial B}{\partial H} + 100 \quad (8-6)$$

ここで、H は熱依存度の時℃、力学的依存度の時 N/m² で求めている。

これによると、単位温度あるいは単位 N/m² 変化当たり $|10^{-3}|$ 以上の物性値の変化を示す比較的大きな非線形性を持つものは、 k_o 、 μ 、 C_{vf} 、 K_{Tf} 、 K_{Ts} そして α_s の熱依存性であろう。また、 C_{vs} の熱依存性も次に大きく既往のデータも豊富である。

β_T 、 α_s 、 C_{vf} および K_{Tf} の力学的依存性、 β_o の熱依存性については今回の調査の範囲では定量的なデータは得られなかったが、 α_s 、 μ 、 K_{Tf} の力学的依存性はかなり小さいものと思われる。また、E の熱および応力依存性は大きい、岩盤としては亀裂の存在の仕方に大きく影響を受け、定性的にもよく理解されていない部分も多い。さらに E が熱依存性を持てば、熱応力の発生も温度勾配に対して非線形となる。

以上より本論では、 μ 、 α_s 、 k_o 、 C_{vf} 、 C_{vs} 、 K_{Tf} 、 K_{Ts} の熱依存非線形性と不飽和領域を考慮するために k の含水率依存性を組み込むことにし、その他の物性については一定とする。弾性係数についても、その非線形性に関する研究は多くなされており、その成果も出つつあるが、今回は E、 ν 一定の線形弾性体と仮定し、熱応力による熱膨張および k_o の熱依存性の評価が難しくなることを避けた。

以下に各物性の扱いについて示す。

1) μ 、 α_s 、 C_{vf} 、 C_{vs} 、 K_{Tf} 、 K_{Ts} の熱依存性

μ 、 K_{Tf} 、 C_{vs} は単純な減少あるいは増加傾向を示し、その程度は大体、Table 8.1 に示した通りである。また K_{Ts} 、 α_s も花こう岩の場合、 $\alpha - \beta$ 変換（常圧下では 573℃ で発生する石英の転移）が発生する温度以下では単純な減少あるいは増加の傾向を示す。しかし C_{vf} は極小値を持つ複雑な熱依存性を示す。そこで本論で K_{Tf} 、 K_{Ts} 、 C_{vs} 、 α_s については Table 8.1 に示した様な程度で線形に変化す

Table 8.1 材料非線形性の一覽表

項 目	ポング率 E	ポアソン比 ν	熱膨張係数		密 度		透水係数 k
固 体・流 体	固 体	固 体	固 体 α_s	流 体 β_T	固 体 ρ_s	流 体 ρ_f	流 体
単 位	kg/cm ²	—	K ⁻¹	K ⁻¹	g/cm ³	g/cm ³	cm/s
代 表 値	10 ⁵ ~10 ⁶	0.2~0.3	6×10 ⁻⁶	5×10 ⁻⁴	2.6~2.7	1	10 ⁻¹⁰ ~10 ⁻¹²
熱 依 存 度	-10 ⁻³	10 ⁻⁵ ~10 ⁻⁵	10 ⁻³ ~10 ⁻⁴	-10 ⁻⁴	-3×10 ⁻⁵	-5×10 ⁻⁴	0.2
力学的依存度	? *1	10 ⁻¹¹ ~10 ⁻¹⁰	?	? *2	10 ⁻¹⁰	5×10 ⁻¹⁰	-10 ⁻⁸
項 目	固有透水係数 k_0	動粘性係数 μ	圧縮係数 β_p	比 熱		熱伝導率	
固 体・流 体	固 体	流 体	流 体	固 体 C_{os}	流 体 C_{of}	固 体 K_{os}	流 体 K_{of}
単 位	m ²	m ² /sec	cm ² /kgf	J/kgk	J/kgk	W/mk	W/mk
代 表 値	10 ⁻¹⁶ ~10 ⁻¹⁸	10 ⁻⁶	10 ⁻⁴	800~1000	4200	2.9	6×10 ⁻¹
熱 依 存 度	-10 ⁻² *3	-10 ⁻²	? *2	5×10 ⁻⁴	±10 ⁻³	-10 ⁻³	10 ⁻³
力学的依存度	-10 ⁻⁸	?	3×10 ⁻⁹	-10 ⁻¹¹	?	5×10 ⁻⁹	?

*1 強い存在性があるが岩盤については不明な点も多い。

*2 複雑な非線形挙動を示す。

*3 $\frac{E}{1-2\nu} \cdot \alpha \cdot 1 = 1 \text{ MPa}$ として計算した。

? データ不足のため定量的な表現ができなかった。

るものとし、 μ 、 C_{vr} については、Tables 8.2、8.3を基に、その時点の温度に対応する値を線形補間により求めることにした。

2) k_o の熱および応力依存性

表-1によると、 k_o は熱依存度は大きい、力学的依存度は小さい値となっている。これは、 k_o が熱応力を含めた岩盤内の応力状態に依存していることを考えると、単位温度の変化により非常に大きな熱応力が発生するためと思われる。

本論ではこのような岩盤の透水性の応力依存性を考慮するため、Iwai(1976)の実験成果を用いたKelsallら(1984)の手法を有限要素法に取り入れた。本論で用いた k_o の応力依存関係式は以下の様である。

$$\frac{k_e}{k_{oi}} = \frac{\left\{ 1 + A \left(\frac{\sigma_{eo}}{\xi} \right)^{t'} \right\}^3}{\left\{ 1 + A \left(\frac{\sigma_e}{\xi} \right)^{t'} \right\}^3} \quad (8-7)$$

ここで、 k_e は σ_e で表される応力状態での k_o であり、 k_{oi} が基準となる応力状態 σ_{eo} 、例えば原位置透水試験を行った位置の応力状態における k_o であり、 k_o 、 σ_{eo} とも既知とする。ここで用いた σ_e は k_o の方向と垂直な方向に働くその時点における有効応力であり、本論では k_o の異方性を考慮し、 σ_e はその主方向に働く有効応力を用いている。また A 、 t' 、 ξ は亀裂に関する実験定数である。

この手法は、単一亀裂内の流れと亀裂面に垂直に働く繰り返し荷重との実験関係式を岩盤の k_o の応力依存式として用いているため、岩体自体の k_o の応力依存性は無視できるものと仮定している。

8. 4 定式化

本論ではGalerkin法を用いて式(8-1)、(8-2)、(8-3)の定式化を行った。その際変位に関しては8節点4角形要素、水圧と温度に関しては4節点4角形要素を用いた。その結果を示すと次の様になる。

$$K_{nm}^{ih} u_h^m + C_{nm}^i h^m + G_{nm}^i T^m = F_n^i \quad (8-8)$$

Table 8.2 各温度における水の動粘性係数 μ ($\times 10^{-6} \text{m}^2 \text{s}^{-1}$)
(理科年表による)

$\mu^{60} (\times 10^{-6} \text{m}^2 \text{s}^{-1})$					
$^{\circ}\text{C}$	μ	$^{\circ}\text{C}$	μ	$^{\circ}\text{C}$	μ
0	1.792	40	0.658	80	0.365
10	1.307	50	0.554	90	0.326
20	1.0038	60	0.475	100	0.295
30	0.801	70	0.413		

Table 8.3 各温度における水の定積比熱 (J/gk)
(理科年表による)

(J/gk)							
$^{\circ}\text{C}$	C_v	$^{\circ}\text{C}$	C_v	$^{\circ}\text{C}$	C_v	$^{\circ}\text{C}$	C_v
0	4.2174	25	4.1793	50	4.1804	75	4.1925
5	4.2019	30	4.1782	55	4.1821	80	4.1961
10	4.1919	35	4.1779	60	4.1841	85	4.2002
15	4.1855	40	4.1783	65	4.1865	90	4.2048
20	4.1816	45	4.1792	70	4.1893	95	4.2100

ここで、

$$\begin{aligned}
 K_{nm}{}^{ik} &= \sum_{a=1}^{N_s} \int_{v_a} N_{n,j}{}^{(1)} C_{ijki} N_{m,i}{}^{(1)} dV_a \\
 C_{nm}{}^i &= \sum_{a=1}^{N_s} \int_{v_a} N_{n,j}{}^{(1)} x \delta_{ij} \rho_j g N_m{}^{(2)} dV_a \\
 G_{nm}{}^i &= \sum_{a=1}^{N_s} \int_{v_a} N_{n,j}{}^{(1)} (-\beta \delta_{ij}) N_m{}^{(3)} dV_a \\
 F_n{}^i &= \sum_{a=1}^{N_s} \int_{v_a} N_{n,j}{}^{(1)} \bar{\rho} b_i dV_a \\
 &\quad + \sum_{a=1}^{N_s} \int_{S_a} N_n{}^{(1)} N_m{}^{(1)} \hat{T}_m dS_a \\
 &\quad + \sum_{a=1}^{N_s} \int_{v_a} N_{n,j}{}^{(1)} N_m{}^{(3)} (-\beta \delta_{ij} T_0{}^m) dV_a \\
 A_{nm}{}^i \frac{\partial}{\partial t} u_i{}^m + H_{nm} h^m + E_{nm} \frac{\partial}{\partial t} h^m + D_{nm} \frac{\partial}{\partial t} T^m &= Q_n
 \end{aligned} \tag{8-9}$$

ここで、

$$\begin{aligned}
 A_{nm}{}^i &= \sum_{a=1}^{N_s} \int_{v_a} N_n{}^{(2)} (-\rho_j S_j) N_{m,i}{}^{(1)} dV_a \\
 H_{nm} &= \sum_{a=1}^{N_s} \int_{v_a} N_{n,i}{}^{(2)} \rho_j k(\theta) N_{m,i}{}^{(2)} dV_a \\
 E_{nm} &= \sum_{a=1}^{N_s} \int_{v_a} N_n{}^{(2)} (-\rho_j c(\Psi) - \theta \rho_{j0} \rho_j g \beta_p) N_m{}^{(2)} dV_a \\
 D_{nm} &= \sum_{a=1}^{N_s} \int_{v_a} N_n{}^{(2)} \rho_j \theta \beta_T N_m{}^{(3)} dV_a \\
 Q_n &= \sum_{a=1}^{N_s} \int_{v_a} N_n{}^{(2)} N_m{}^{(2)} \hat{Q}^m dS_a - \sum_{a=1}^{N_s} \int_{v_a} N_n{}^{(2)} \bar{q} dV_a \\
 J_{nm}{}^i \frac{\partial}{\partial t} u_i{}^m + L_{nm} h^m + M_{nm} \frac{\partial}{\partial t} T^m + V_{nm} T^m &= P_n
 \end{aligned} \tag{8-10}$$

ここで、

$$\begin{aligned}
J_{nm} &= \sum_{a=1}^{N_s} \int_{V_a} N_n^{(3)} (1-n) \beta T N_{m,i}^{(1)} dV_a \\
L_{nm} &= \sum_{a=1}^{N_s} \int_{V_a} N_n^{(3)} \theta T \frac{\beta_T}{\beta_p} k(\theta) N_{m,i}^{(2)} dV_a \\
M_{nm} &= \sum_{a=1}^{N_s} \int_{V_a} N_n^{(3)} (\rho C_v) N_{m,i}^{(3)} dV_a \\
V_{nm} &= \sum_{a=1}^{N_s} \int_{V_a} N_n^{(3)} (-K_{Tm}) N_{m,i}^{(3)} dV_a \\
&\quad + \sum_{a=1}^{N_s} \int_{V_a} N_n^{(3)} \theta \rho_f C_{vf} v_{fi} N_{m,i}^{(3)} dV_a \\
P_n &= \sum_{a=1}^{N_s} \int_{S_a} N_n^{(3)} N_m^{(3)} \hat{Q}_{Tm} ds_a - \sum_{a=1}^{N_s} \int_{V_a} N_n^{(3)} \bar{q}_T dV_a
\end{aligned}$$

ここに、 V_a と S_a はそれぞれ a 番目の要素の体積、面積であり、 N_s は要素総数である。また、 $N(1)$ 、 $N(2)$ 、 $N(3)$ はそれぞれ未知数 u_i 、 h 、 T の内挿関数である。

式(8-7)、(8-8)、(8-9)の時間微分に対して加速係数 α を用いて差分表示し、変位を増分表示することにより、次式を得る。

$$\begin{aligned}
&\begin{bmatrix} K & C & G \\ A & \bar{\alpha} \Delta t H + E & D \\ J & \bar{\alpha} \Delta t L & M + \bar{\alpha} \Delta t V \end{bmatrix} \begin{Bmatrix} \Delta u_i \\ h_{i+\Delta t} \\ T_{i+\Delta t} \end{Bmatrix} = \\
&\begin{Bmatrix} \Delta F + C h_i + G T_i \\ \bar{Q}_n + \{E - (1 - \bar{\alpha}) \Delta t H\} h_i + D T_i \\ \bar{P}_n - (1 - \bar{\alpha}) \Delta t L h_i + \{M - (1 - \bar{\alpha}) \Delta t V\} T_i \end{Bmatrix} \quad (8-11)
\end{aligned}$$

ここで、

$$\begin{aligned}
\bar{Q}_n &= \bar{\alpha} Q_{i+\Delta t}^n + (1 - \bar{\alpha}) Q_i^n \\
\bar{P}_n &= \bar{\alpha} P_{i+\Delta t}^n + (1 - \bar{\alpha}) P_i^n
\end{aligned}$$

これを、適当な境界条件と初期条件のもとで解くことにより、応力、浸透、熱移動の連成挙動を知ることができる。また、非線形問題であるので、各時間ステップにおいて反復計算を行う。

8. 5 解析例

1) 検証例題

本来、コードの検証は、その方程式の厳密解、あるいはこの様な3つの連成現象の実測データと比較することが望ましいが、現在のところその様な厳密解もしくは実験・実測例が無いので、まずコードの基本機能をチェックする。

基本機能としては、圧密、飽和-不飽和浸透流（赤井ら(1977)）、温水浸透（佐藤(1982)）、応力-変形、熱応力、熱伝導問題の6つの項目について検討した（小林ら(1986)、Ohnishiら(1985)）。Fig. 8.2~8.7にその結果を示す。

これらの結果によると、本コードは上記の基本的な問題に関して十分な信頼性を持っていることがわかる。

2) 材料非線形性の影響

次に8. 3で述べた様な材料非線形性が連成挙動におよぼす影響について検討する。用いたモデルは1次元で上端に排水面と熱源を持つ。物性は花こう岩を想定し、Table 8.4に示す値を用いた。解析は初期温度20℃とし、熱源が温度30、40、50、70、100℃の5段階について k_0 、 C_v 、 K_T 、 μ 、 α_s のそれぞれの非線形性を考慮したケース、そして全く非線形性を考慮しないケースと全ての非線形性を考慮したケースの7ケースを行い、各ケースの変位、温度分布、水圧分布を比較することで非線形性の影響を検討した。Fig. 8.8~8.10に解析結果例を示す。

Fig. 8.8によると温度分布に最も影響を与えるのは K_T であり、その他の物性はほとんど影響を与えない。しかしその差は小さく、熱源が100℃の時に約3%高い

Table 8.4 初期状態の物性値

E	$5 \times 10^6 \text{ tf/m}^2$	ν	0.33	K_s	$1 \times 10^{-16} \text{ m}^2$
C_v	837 J/kg°C	K_{ts}	$3 \times 10^{-8} \text{ kJ/m} \cdot \text{sec}^\circ\text{C}$	u_s	8×10^{-6}
A	0.0276	ζ	0.00217	t'	0.728

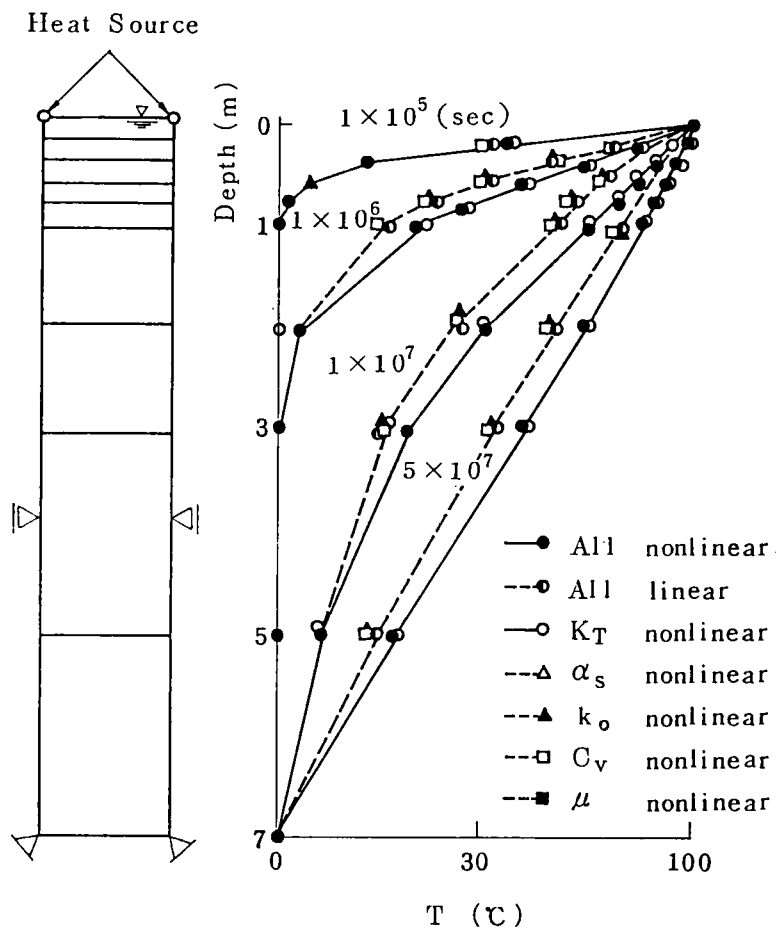


Fig. 8.8 モデル図と熱源100°Cのときの温度分布経時図

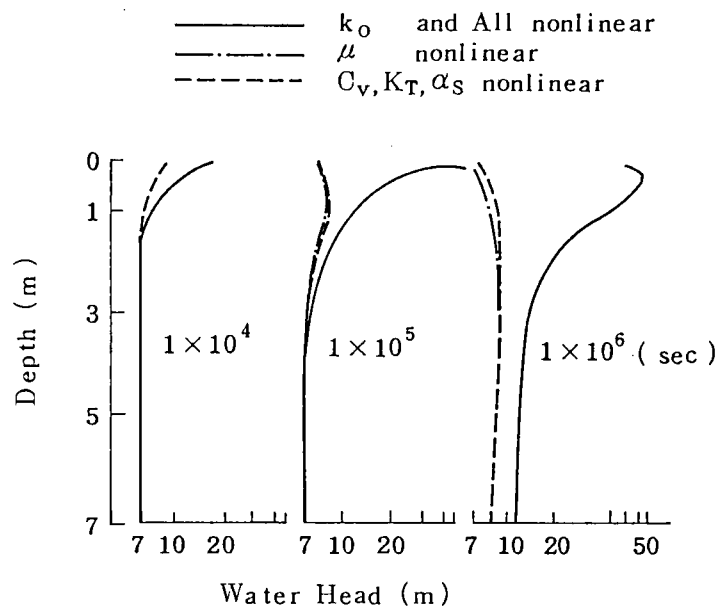


Fig. 8.9 熱源30°Cのときの水圧分布経時図

温度を示しているにすぎない。結果は省略したが70℃以下の場合は、ほとんど非線形性による差は表れなかった。

Fig. 8.9は水圧分布の経時変化図であるが、これによると温度分布は100℃にならないと非線形性の影響がでないのに対し、水圧分布には30℃で既に k_o の変化による影響が表れている。これは熱膨張によって熱源付近の k_o が減少し、温度変化による水の密度変化のために生じた上方向の水の流れが透水係数の小さくなった排水面付近で阻止されるためと思われる。106sec時の最上部の透水係数は、全ての非線形性を考慮した場合、全く考慮しない場合の99%小さい値を示していた。

Fig. 8.10は上端面の変位経時図であるが、今回は外荷重が作用していないので熱膨張のみによる変形となる。これによると、 α_s が最も影響が大きく、全く非線形性を考慮しない場合の平均約60%の増大を示している。

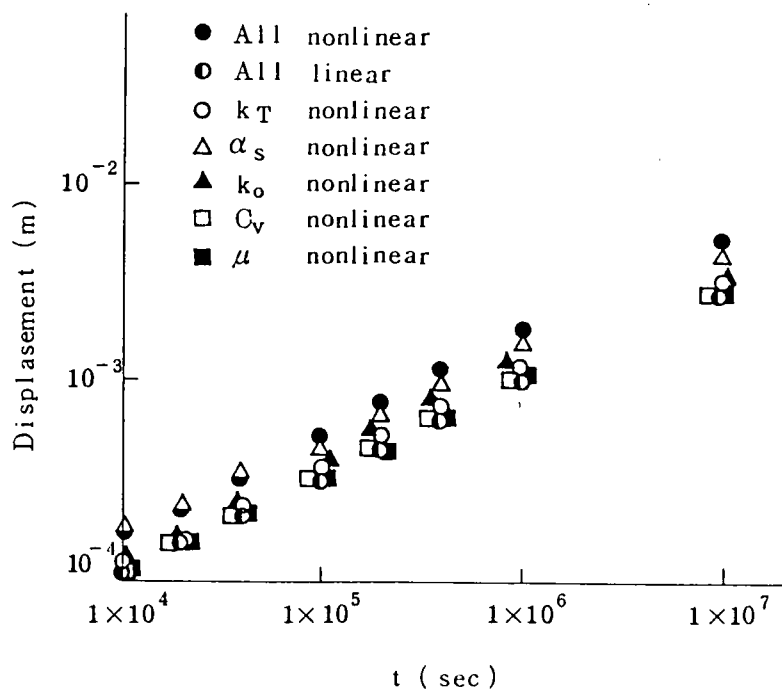


Fig. 8.10 熱源100℃のときの熱膨張による上端面変位経時図

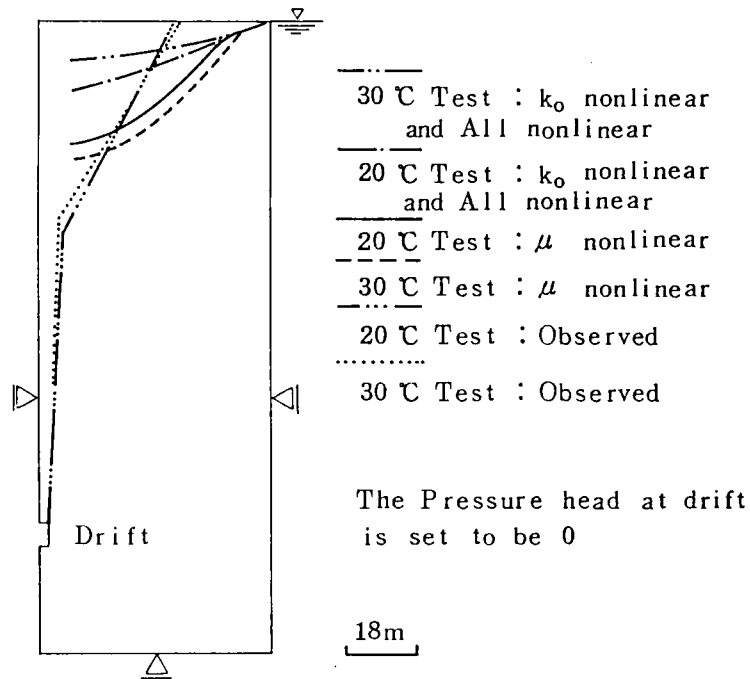


Fig. 8.11 Stripa広域透水試験モデルの計算結果と実測の水頭分布図

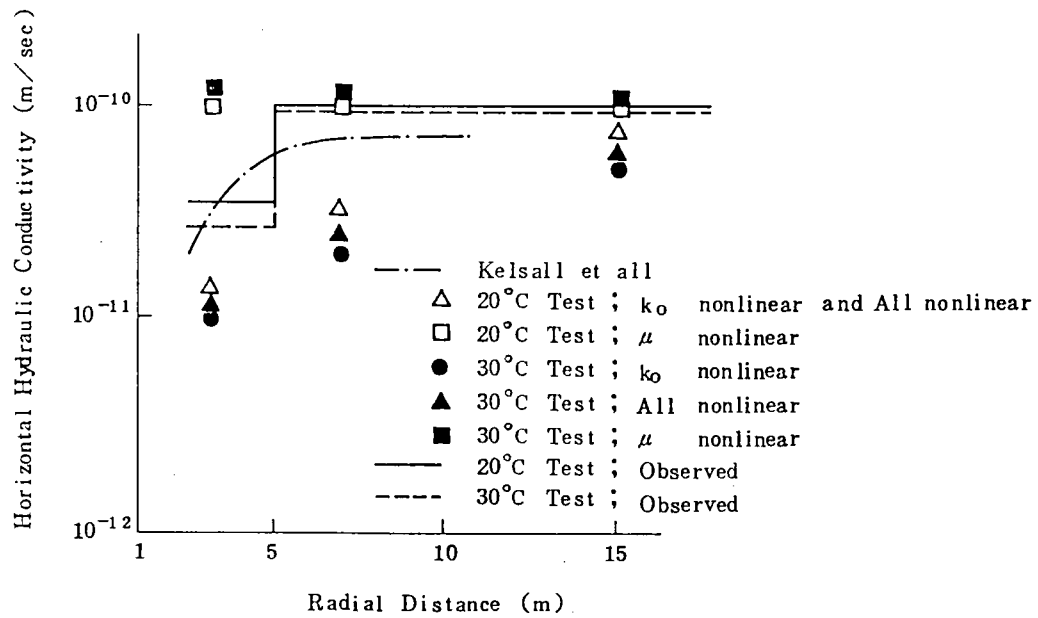


Fig. 8.12 側壁水平方向の空洞透水係数分布図

以上のように、熱移動、水圧分布、熱膨張のそれぞれの現象に影響を与える支配的な材料非線形性は、熱移動には熱伝導係数、水圧分布には透水係数、熱膨張には熱膨張係数であり、その他の非線形性はほとんど連成挙動に影響を与えない。また、各現象に対し透水係数、熱膨張係数、熱伝導係数の順に影響が大きく、熱伝導係数の熱移動に与える影響はかなり小さい。

これにより、このような連成現象を解析する時には、透水係数の応力依存性、および熱膨張係数の温度依存性を考慮することが重要であることがわかる。

3) Stripa広域透水試験でのケーススタディ

Stripaプロジェクトでは、難透水性岩盤（Stripa地域は花こう岩）の広域透水係数を求める技術を確立するため、地下335mのところに実験室を設け、実験室内の湿度変化と実験室周辺のボアホールによる動水勾配測定によって、広域の透水係数を測定する広域透水試験が行われている（Nelson and Wilson(1980)）。

本節では、この試験のうち実験室温度が20℃と30℃の時の結果と比較を行うが、空洞形状、水理境界、変位境界等の詳細なデータがないのでFig. 8.11の様にモデル化し、初期状態の物性はTable 8.4と同様に設定した。そして、初期応力を設定し、空洞掘削のシミュレーションを行った。

Fig. 8.12は、モデル空洞の側壁水平方向の透水係数分布と現地試験の結果の比較であるが、これによると空洞形状を4角形に仮定したにもかかわらず、その傾向は大体似ている。この空洞付近の透水係数の減少は空洞接線方向の応力増加によって亀裂が閉じるためと思われる。また同図では、30℃に空洞温度が上昇した時には熱応力の発生により、さらに亀裂が閉じ透水係数が小さくなっている様子も実際と似ている。

Table 8.5は、温度変化による空洞内流入量変化である。これは水理境界が確かでないため定量的評価は難しいが、全ての非線形性を考慮した場合には32.9%の減少を示しており、 k_0 の非線形性のみを考慮した場合には39.4%の減少を示している。一方実測では16%の減少であるので、 μ の変化を考慮した前者の方が実測値に近いといえ、温度変化による流入量変化には、 μ の変化も影響が大きいことがわかる。

また、Fig. 8.11には水頭分布図が併せ示してあるが、温度変化によって水頭値

Table 8.5 温度変化による空洞内流入量の変化 (ml/min)

非線形性を考慮した物性	(ml/min)	
	空洞内流入量	
	空洞温度20℃	空洞温度30℃
K_0	31	18.8
μ	58.5	63.3
すべての材料	31	21
STRIPA 実測	50	42

が大きくなっている様子がわかり、定性的には実際の傾向と似ていると言える。

この様にみかけの k_0 の依存性として、亀裂内の関係式(8-6)を用いても Stripa プロジェクトの様な亀裂が浸透挙動において支配的である様な岩盤では、本解析手法により大体実際現象を再現できることがわかる。

8. 6 まとめ

本章では、応力－浸透－熱移動連成挙動の解析コードを開発するために、有限要素法を用いて定式化を行った。そして、それに比較的影響の大きいと考えられる材料非線形性を組み込み、連成挙動におけるそれらの影響を調査し、Stripa プロジェクトへの応用を試みた。結論を要約すると以下の様になる。

- 1) 本解析法は、圧密、飽和－不飽和浸透流、温水浸透、応力－変形、熱応力、熱伝導問題という基本的な問題に対して信頼のおけることがわかった。
- 2) この様な連成挙動に影響を与える物性の非線形性は、熱移動には熱伝導係数、水圧分布には透水係数、熱膨張には熱膨張係数が支配的であり、その他の非線形性はほとんど連成挙動に影響を与えない。また、これらの内でも、透水係数、熱膨張係数、熱伝導係数の順に影響が大きく、熱伝導係数の熱移動に与える影響はかなり小さい。これにより、この様な連成挙動を解析する際には、透水係数の応

力依存性、熱膨張係数の温度依存性を考慮することが重要であると言える。

3) 不連続性岩盤で花崗岩の様に岩体の透水性が小さい場合には、割れ目内の透水性－応力関係を用いて連続体として解析しても、その非線形挙動を大体シミュレートできる。

4) μ の非線形性は温度による流量変化に影響を与え、無視できない。

- 赤井浩一、大西有三、西垣誠(1977):有限要素法による飽和-不飽和浸透流の解析、土木学会論文報告集、No. 264, pp87-96.
- Bear, J. and Corapcioglu, M.Y. (1981): A Mathematical Model for Consolidated in A Thermoelastic Aquifer due to Hot Water Injection or Pumping. Water Resour., Res., Vol. 17, No. 3, pp. 723-736.
- Hart, R.D. (1986): A Fully Coupled Thermal-Mechanical-Fluid Flow Model for Nonlinear Geologic System, PH.D. Thesis, Univ. of Minesota.
- Iwai, K. (1976): Fundamental Studies of Fluid Flow Through A Single Fracture, Ph.D. Dissertation, Univ. of California, Berkeley.
- Kelsall, P.C., Case, J.B. and Chabaaes, C.R. (1984): Evaluation of Excavation-Induced Changes in Rock Permeability, Int. J. Rock Mech. Min. Sci. & Geomech. Abst. vol 21, no. 3, pp. 123-135.
- 小林晃(1985): 熱移動-浸透-応力連成解析について, 間組研究年報, pp269-281.
- 小林晃, 大西有三(1986): 岩盤の応力-浸透-熱移動連成挙動における材料物性の非線形性の影響について, 土木学会論文報告集第376/Ⅲ-6, pp. 101-110.
- 小林晃, 大西有三, 塩田卓央(1986): 有限要素法による応力-浸透-熱移動連成問題の解析, 土質工学会研究発表会.
- Nelson, P. and Wilson, C. (1985): Thermomechanical and Macropermeability Experiments in The Stripa Granite-Status Report, Proc. Workshop on Thermomechanical-Hydrauchemical Modeling for a Hard Rock Waste Repository, LBL-11204.
- Ohnishi, Y., Hiroaki, S. and Kobayashi, A. (1984): Development of Finite Element Code for the Analysis of Coupled Thermo-Hydro-Mechanical Behaviours of Saturated-Unsaturated Medium, Int. Symp. on Coupled Process Affecting The Performance of a Nuclear Waste Repository, pp. 45-55.
- 大西有三, 柴田祐章, 小林晃(1986): 有限要素法による応力-浸透-熱移動連成問題解析手法, 土木学会論文報告集, No. 370/Ⅲ-5.

理科年表、東京天文台編纂、丸善

佐藤邦明(1982): 飽和多孔体および温水浸透流における温度伝導率の実験的決定、
土木学会論文報告集、No. 320, pp57-65.

第 9 章

二重空隙モデルによる連成解析

二重空隙モデルは仮想的に空間内の同一点に 2 種の圧力を仮定する。これにより割れ目の中の速い流れと岩石内のゆっくりとした流れを同時に考慮して解析が出来る。ここでは、擬似的に不連続性を取り入れた連続体浸透解析法を不飽和状態の変形体にも適用可能なように改良し、岩盤・地盤への応用例を示す。

9. 1 はじめに

本研究では割れ目のある岩盤内の浸透流を評価するために、二重空隙モデル (Double Porosity Model) を適用した。これは 1960 年に Barenblatt によって紹介されたモデルであり、統計平均・体積平均を用いて不連続性岩盤を二つの重なった仮想の連続体で表すものである。

二重空隙モデルによる岩盤内の浸透についての研究は、先述の Barenblatt らの他、Huyakorn らや Warren らによって行われており、このモデルを用いた現場データの検討の多くは石油工学者によって行われた。また、佐藤らは、二重空隙モデルを割れ目系を持つ透水性ブロックの集合により模擬し、二重空隙性を考慮した岩盤浸透流の抵抗則について実験を行い、割れ目幅が小さくなると、岩盤全体の透水性における岩体自体の透水性の影響が大きくなることを示した。

また、変形を考慮した二重空隙モデルに関する研究は、Dugid らや Aifantis らによるものがある。Dugid らは、飽和領域を対象とした方程式を導いたが、応力の釣合いは片方の空隙場でのみ考えている。Aifantis らによる研究は、同様に飽和領域を対象とした方程式を用いており、地下水の流れと応力の釣合いの連成項の定数の決定を Nur らが行った有効応力の定義を応用して力学的な面から検討している。

本論では不飽和領域を表すパラメータを用いることにより、解析領域を不飽和領域に拡張した。また、応力場については、流れのように岩体と割れ目に分けずに、両方の空隙場を含めた連続場の釣合いを考えた。そして地下水の流れと応力

－ひずみ関係の間の相互作用を考慮するため、地下水流れの連続の式と応力の釣合い式を連成した形で誘導した。

二重空隙モデルは先述のように、貯油層岩盤を対象として発展してきたモデルであるが、見方を変えれば応用範囲がいろいろあり土質地盤にも適用できる。例えば砂層と粘土層の互層で各層が薄く3次元的にからみ合っており、解析領域が広い場合には、有限要素で細かく不均一性を考慮する代わりに、砂層と粘土層が重なった二重空隙モデルとして解析することも可能である (Fig. 9.1)。

本論では、新たに開発した飽和－不飽和領域における変形を考慮した二重空隙モデルを用いて、種々の地盤の挙動について考察した。

9. 2 二重空隙モデルの概念

二重空隙モデルはその名前の通り、重なった二つの空隙場で流れ場を考える。すなわち、空間の同一時点に2つの水圧を設定し、それぞれについて連続の式を作る。この2つの水圧を p_1 , p_2 とすると、例えば対象が不連続性岩盤の場合、Fig. 9.2のように p_1 を岩体内の水圧、 p_2 を不連続内の水圧と見なすことができる。そして、全節で述べたハイブリット法に対して、細かい不連続集合体内の水圧と、大きな不連続内の水圧を分離して取り扱うことができる。この2つの流れ場の透水性が異なるため同一地点で水圧差が生じ、一方から他方への流体の移動が発生する。例えば、透水性を岩体と不連続で比べれば、不連続の方がかなり透水性が高い。従って、排水時の非定常の段階では岩体内の水圧 p_1 は不連続内の水圧 p_2 より大きくなり、岩体から不連続へと流体の移動が起こる。

このように、二重空隙モデルは解析対象場を2つの流れ場に分けて方程式を立て、その方程式を互いに連成させたものである。無論、流れ場を2つ以上の多重空隙モデルに設定することも可能である。

ここで明らかなように、二重空隙モデルは各空隙場の相互作用を考慮することで、不均一場を表現しているので、このモデルによる解析は非定常過程において意味を持つことになる。

また二重空隙モデルでは同一時点に複数の水圧が存在するが、このようなことは実際には有り得ない。二重空隙モデルが数学モデルだといわれる由縁はここにある。従って、このモデルでは実際現象との比較が難しいと言う欠点を持つ。し

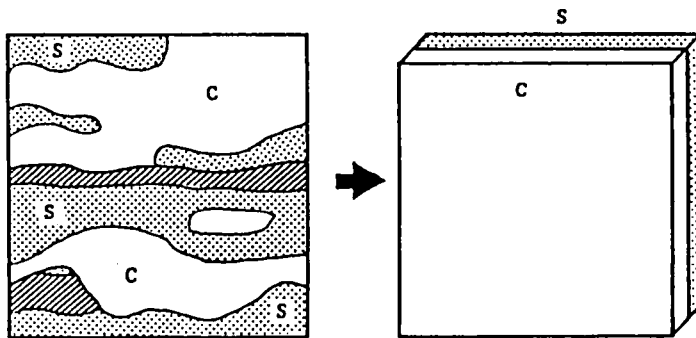


Fig. 9.1 二重空隙モデル化

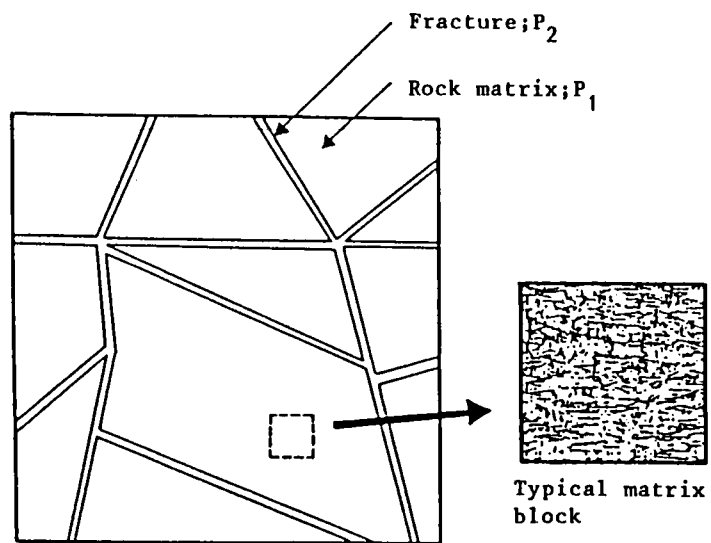


Fig. 9.2 不連続性岩盤の二重空隙モデル

二重空隙モデルを用いた地盤挙動に関する考察

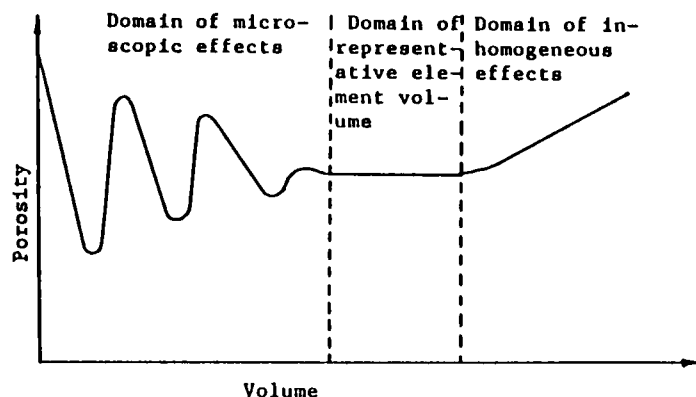


Fig. 9.3 代表的基準体積(REV)

かしながら、水圧の測定結果がしばしば連続にならない時があることを考えると、実測により得られた水圧の意味を改めて認識する必要性が、逆にこのモデルから起こってくる。

さらに二重空隙モデルを適用する際、注意を要する点がある。それは等価連続体モデルにも言えることであるが、要素の大きさを決定する場合に適正規模、すなわち代表的基準体積(Representative Elementary Volume)を的確に決める必要があることである。例えば不連続性岩盤の挙動を解析する場合、要素内は一様であると考えするため、要素が大きすぎる場合は要素内が一様に扱うことができなくなり、小さすぎる場合もその部分の偏った性質しか表さなくなる (Fig. 9.3)。このことは連続体の解析では当然必要なこととして受け止められてきたが、二重空隙モデルを用いて、不連続性岩盤のように不均一性と異方性の卓越した場を解析するときには特に重要となる。

9.3 基本方程式

本研究の基本方程式を導くにあたって、用いた主な仮定を以下に示す。

- 1) 地盤は等方弾性多孔質体とする。
- 2) 土水中の流れは飽和－不飽和領域を対象とし、両空隙ともダルシー則に従うものとする。
- 3) 2次元平面問題とする。

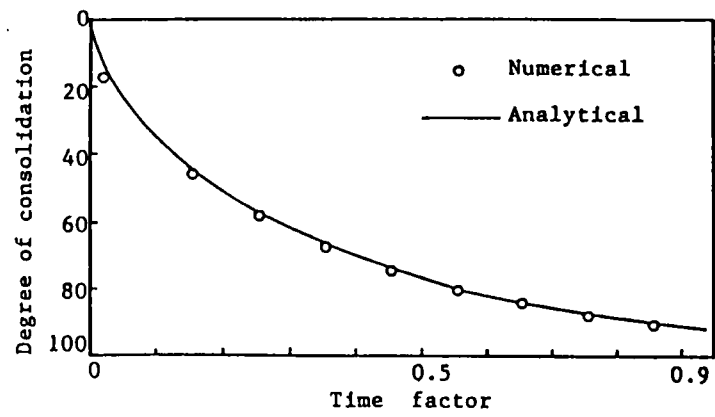


Fig. 9.4 理論解との比較

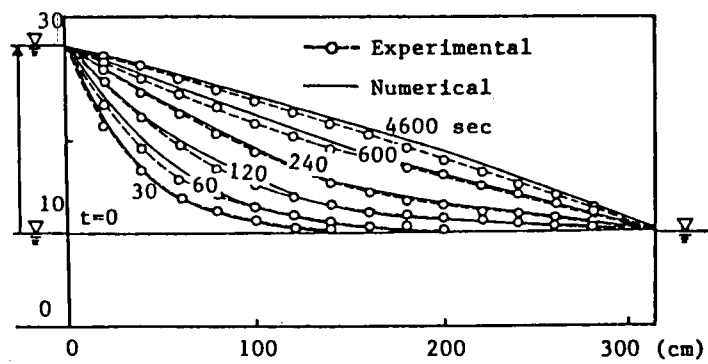


Fig. 9.5 模型実験値との比較

4) 流体はやや圧縮性、固相は非圧縮性とする。

5) 変形については地盤全体で考え、変形に影響をおよぼす水圧は、それぞれ第1と第2空隙の水圧に空隙率と飽和度で重み付けしたもので表せるものとする。

6) 不飽和領域においては第1空隙部分（例えば岩体部分）は土質地盤で用いられるような不飽和透水特性曲線を用いて決定されるものとし、第2空隙部分（例えば割れ目部分）の流れは、不飽和領域では存在しないものとする。

(1) 釣合い式

応力の釣合いは、先述のように第1・第2空隙場の両方を含めた解析対象場全体で考える。等方弾性体の全応力に対する釣合い式は、既に多くの研究によって述べられているものとほぼ同じであり、引張を正とし、微小変形を仮定すると、以下ようになる。

$$\frac{\partial \sigma_{ij}^0}{\partial x_j} + F_i + G \frac{\partial^2 u_i}{\partial x_j \partial x_j} + (\lambda + G) \frac{\partial^2 u_j}{\partial x_j \partial x_i} - \alpha' \frac{\partial p}{\partial x_i} = 0 \quad (9-1)$$

ここで、 σ_{ij}^0 は初期有効応力テンソル、 u_i は地盤骨格の変位成分、 F は物体力、 λ 、 G はLameの定数である。ただしこの場合の p は、第1空隙内の水圧 p_1 と第2空隙内の水圧 p_2 によって、

$$p = (S_{r1}n_1p_1 + S_{r2}n_2p_2) / (n_1 + n_2) \quad (9-2)$$

と表せるものと仮定する。ここで、 S_r 、 n はそれぞれ飽和度、空隙率を表し、添字1,2はそれぞれ第1、第2空隙場を示す。この水圧の分配の仕方については、Aifantisらのように有効応力の定義から検討する方法もあるが、その場合の p_1 、 p_2 の係数の値は今回の方法による値とさほど変わらない結果となる。

また空隙率の定義は、 n_1 を第1・第2空隙場を含めた全体積中に占める第1空隙の体積、 n_2 を同様に全体積中に占める第2空隙の体積とする。

(2) 連続式

変形を考慮した二重空隙モデルを用いた地下水の連続式を以下に説明する。

地盤の固相部分の質量保存式は以下のように書ける。

$$-\frac{\partial}{\partial x_1} [(1-n_1-n_2)\rho_s v_{1s}] = \frac{\partial}{\partial t} [(1-n_1-n_2)\rho_s] \quad (9-3)$$

ここに、 ρ_s は固相部分の密度、 v_{1s} は固相部分の変位速度である。ここで、次の物質導関数を導入して、

$$D/Dt = \partial/\partial t + v_{1s} \partial/\partial x_1 \quad (9-4)$$

また、 $D\rho_s/Dt = 0$ と仮定すると、式(9-3)は次式のようにになる。

$$Dn_1/Dt + Dn_2/Dt = (1-n_1-n_2) \partial v_{1s} / \partial x_1 \quad (9-5)$$

次に、地盤の第1空隙内の流体の連続式を考える。 V_{11} を第1空隙中のダルシー流速とする。ダルシー流速は、静止した地盤中の水の流れに対して成り立つので、 $V_{11} = n_1 S_{r1} (V_{1f1} - V_{1s})$ と表せる。ここで、 V_{1f1} は第1空隙内の流体の実流速を示す。よって第1空隙内の流れの連続式は次のようになる。

$$-\frac{\partial}{\partial x_1} (n_1 S_{r1} v_{1f1} \rho_f) - \Gamma = \frac{\partial}{\partial t} (n_1 S_{r1} \rho_f) \quad (9-6)$$

ここに、 Γ は、単位体積あたりの第1空隙から第2空隙へ移動する流体流量である。物質導関数の定義と上述のダルシー流速 V_{11} を導入すると式(9-6)は以下となる。

$$\begin{aligned} -\frac{\partial}{\partial x_1} (\rho_f v_{11}) &= n_1 S_{r1} \frac{D\rho_f}{Dt} + \rho_f n_1 \frac{DS_{r1}}{Dt} + \rho_f S_{r1} \frac{Dn_1}{Dt} \\ &\quad + \rho_f n_1 S_{r1} \frac{\partial v_{1s}}{\partial x_1} + \Gamma \end{aligned} \quad (9-7)$$

式(9-5)と式(9-7)を組み合わせると、式(9-7)の右辺第1項に流体の圧縮性の関係式 $d\rho_f = \rho_{f0} \beta dp$ を用いると以下を得る。

$$\begin{aligned} -\frac{\partial}{\partial x_1} (\rho_f v_{11}) &= n_1 S_{r1} \rho_{f0} \beta \frac{Dp_1}{Dt} + \rho_f n_1 \frac{DS_{r1}}{Dt} \\ &\quad + \rho_f S_{r1} (1-n_2) \frac{\partial v_{1s}}{\partial x_1} - \rho_f S_{r1} \frac{Dn_2}{Dt} + \Gamma \end{aligned} \quad (9-8)$$

ただし、 ρ_f は流体の密度、 ρ_{f0} は標準状態での流体の密度、 β は流体の圧縮率を表す。一方、 n_2 の定義は次のように書ける。

$$n_2 = V_2 / V \quad (9-9)$$

ここで、 V_2 は第2空隙の体積、 V は領域全体の体積である。式(9-9)を時間で微分すると、以下となる。

$$Dn_2 / Dt = (DV_2 / Dt - n_2 DV / Dt) / V \quad (9-10)$$

ここで、

$$V = V_1 + V_2 + V_s \quad (9-11)$$

V_1 は第1空隙の体積、 V_s は固相部分の体積である。固相部分は非圧縮性であると仮定すると上式より以下を得る。

$$DV / Dt = DV_1 / Dt + DV_2 / Dt \quad (9-12)$$

式(9-10)に式(9-12)を代入することで次式が得られる。

$$Dn_2 / Dt = \{(1 - n_2) DV_2 / Dt - n_2 DV_1 / Dt\} / V \quad (9-13)$$

また、流体の圧縮性の定義と空隙率の定義

$$\left. \begin{aligned} -\beta n_1 S_{r1} V Dp_1 / Dt &= DV_1 / Dt \\ -\beta n_2 S_{r2} V Dp_2 / Dt &= DV_2 / Dt \end{aligned} \right\} \quad (9-14)$$

を式(9-13)に導入すると次式が得られる。

$$\begin{aligned} Dn_2 / Dt &= -(1 - n_2) \beta n_2 S_{r2} Dp_2 / Dt \\ &\quad + n_2 \beta n_1 S_{r1} Dp_1 / Dt \end{aligned} \quad (9-15)$$

式(9-15)を式(9-8)の右辺第4項に代入することで次式が求められる。

$$\begin{aligned}
 -\frac{\partial v_{11}}{\partial x_1} = & n_1 S_{r1} \beta (1 - n_2 S_{r1}) \frac{\partial p_1}{\partial t} \\
 & + n_2 (1 - n_2) S_{r1} S_{r2} \beta \frac{\partial p_2}{\partial t} + n_1 \frac{\partial S_{r1}}{\partial t} \\
 & + (1 - n_2) S_{r1} - \frac{\partial v_{11}}{\partial x_1} + \frac{\Gamma}{\rho_f}
 \end{aligned} \quad (9-16)$$

ここに、流体はやや圧縮性で $D p_1 / D t \simeq \partial p_1 / \partial t$, $D p_2 / D t \simeq \partial p_2 / \partial t$ とし $\rho_{f0} = \rho_f$, $D S_{r1} / D t \simeq \partial S_{r1} / \partial t$ と仮定した。

次に、次式が成り立つと仮定する。

$$n_1 \partial S_{r1} / \partial t \simeq \partial n_1 S_{r1} / \partial t = \partial \theta_1 / \partial t = \partial \theta_1 / \partial p_1 \cdot \partial p_1 / \partial t \quad (9-17)$$

ここで θ_1 は第1空隙場の体積含水率である。

第2空隙に対する流体の連続式は同様の方法を使って導かれ、結果は以下で与えられる。

$$\begin{aligned}
 -\frac{\partial v_{12}}{\partial x_1} = & n_1 (1 - n_1) S_{r1} S_{r2} \beta \frac{\partial p_1}{\partial t} \\
 & + n_2 S_{r2} \beta (1 - n_1 S_{r2}) \frac{\partial p_2}{\partial t} + \frac{\partial \theta_1}{\partial p_1} \frac{\partial p_1}{\partial t} \\
 & + (1 - n_1) S_{r2} \frac{\partial v_{11}}{\partial x_1} - \frac{\Gamma}{\rho_f}
 \end{aligned} \quad (9-18)$$

2つの流れの方程式の最終の形を得るために、次のダルシー則を用いる。

$$\left. \begin{aligned} v_{11} = & -\frac{k_{11y}}{\mu} \left(\frac{\partial p_1}{\partial x_1} + \rho_f g_1 \right) \\ v_{12} = & -\frac{k_{21y}}{\mu} \left(\frac{\partial p_2}{\partial x_1} + \rho_f g_1 \right) \end{aligned} \right\} \quad (9-19)$$

ここで、 k_{11y} , k_{21y} はそれぞれ、第1空隙場と第2空隙場の固有透水係数テンソル、 μ は動粘性係数、 g は重力加速度ベクトルである。よって、求める流れの方程式は以下ようになる。

$$\begin{aligned}
\frac{\partial}{\partial x_i} \left[\frac{k_{mij}}{\mu} \left(\frac{\partial p_m}{\partial x_j} + \rho_j g_j \right) \right] &= n_m S_{r,m} \beta (1 - n_{\hat{m}} S_{r,\hat{m}}) \frac{\partial p_m}{\partial t} \\
&+ n_{\hat{m}} (1 - n_{\hat{m}}) S_{r,m} S_{r,\hat{m}} \beta \frac{\partial p_{\hat{m}}}{\partial t} + \frac{\partial \theta_m}{\partial p_m} \frac{\partial p_m}{\partial t} \\
&+ (1 - n_{\hat{m}}) S_{r,m} \frac{\partial v_{i\hat{m}}}{\partial x_i} \pm \frac{\Gamma}{\rho_s} \begin{cases} \text{if } m=1, \hat{m}=2 \\ \text{if } m=2, \hat{m}=1 \end{cases}
\end{aligned} \tag{9-20}$$

(3) 漏出項 Γ

Barenbrattのモデルでは、 p_1 と p_2 の差の比例係数である、第1空隙から第2空隙への漏出項 Γ は次元解析により求めており、その物理的意味は明確ではない。また彼らのモデルでは定常状態の漏出しか表わせない。

Barenbrattらの手法に代わるものとして、非定常な流体の移動量を決める手法がHuyakornらによって開発されている。この手法では、第1空隙場を直方体あるいはそれと同じ大きさの球として理想化される。そして第1空隙場から第2空隙場への流れは、1次元の非定常流れ方程式を用いて差分法によって求められる。

また、Dugidらは非定常な漏出項を1次元の熱伝導方程式の解析解を用いて表すことを試みている。彼らは非定常な挙動を考慮した場合と定常な漏出のみを扱った場合の違いについて検討し、その結果、両者の違いはわずかであり、定常状態のモデルを用いても精度は十分に確保されることを示した。

彼らによる非定常項を省略した定常状態の漏出項は以下のようなものである。

$$\Gamma = \frac{k_l}{\mu} \frac{4n_2 \rho_l}{\pi Cl} (p_1 - p_2) \tag{9-21}$$

ここで、 l は第1空隙場の割れ目長さの半分(matrix characteristic length)、 C は第1空隙場の割れ目断面の短軸の半分(void aperture)である。

本研究においてはこの式を漏出項 Γ に用いることにした。

(4) 初期・境界条件

上述の方程式を解くには次の初期条件、境界条件が必要である。

初期条件 ;

$$\left. \begin{aligned} u_i(x_1, x_2, t) &= u_i^0(x_1, x_2, 0) \\ p_1(x_1, x_2, t) &= p_1^0(x_1, x_2, 0) \\ p_2(x_1, x_2, t) &= p_2^0(x_1, x_2, 0) \end{aligned} \right\} \quad (9-22)$$

境界条件；

$$\left. \begin{aligned} u_i(x_1, x_2, t) &= \hat{u}_i(x_1, x_2, t) \\ \tau_{ij}(x_1, x_2, t)n_j &= \hat{S}_i(x_1, x_2, t) \\ p_m(x_1, x_2, t) &= \hat{p}_m(x_1, x_2, t) \\ \left\{ \frac{k_{mij}}{\mu} \left(\frac{\partial p_m}{\partial x_j} + \rho_j g_j \right) \right\} n_j &= -\hat{Q}(x_1, x_2, t) \end{aligned} \right\} \quad (9-23)$$

(m = 1, 2)

9. 4 有限要素定式化

以上の方程式をGalerkin法を用いて離散化した。本研究では要素として4節点4角形要素を用いた。時間微分の項に加速係数 α を用いて差分表示し、変位を増分表示した結果を以下に示す。

$$\begin{bmatrix} K_{ij}^x & L_{ij}^x & C_{ij}^x & G_{ij}^x \\ L_{ij}^{xT} & K_{ij}^y & C_{ij}^y & G_{ij}^y \\ E_{ij}^{1x} & E_{ij}^{1y} & \alpha A_{ij}^1 + B_{ij}^1 & \alpha F_{ij}^1 + D_{ij}^1 \\ E_{ij}^{2x} & E_{ij}^{2y} & \alpha F_{ij}^2 + D_{ij}^2 & \alpha A_{ij}^2 + B_{ij}^2 \end{bmatrix} \begin{Bmatrix} \Delta u_x \\ \Delta u_y \\ p_1 \\ p_2 \end{Bmatrix} = \begin{Bmatrix} \Delta F^x + C_{ij}^x p_1^t + G_{ij}^x p_2^t \\ \Delta F^y + C_{ij}^y p_1^t + G_{ij}^y p_2^t \\ Q_1 + \{(a-1)A_{ij}^1 + B_{ij}^1\} p_1^t + \{(a-1)F_{ij}^1 + D_{ij}^1\} p_2^t \\ Q_2 + \{(a-1)A_{ij}^2 + B_{ij}^2\} p_1^t + \{(a-1)F_{ij}^2 + D_{ij}^2\} p_2^t \end{Bmatrix} \quad (9.24)$$

$$K_{ij}^x = \int_{V_e} \{ (\lambda + 2G) N_{i,1} N_{j,1} + G N_{i,1} N_{j,1} \} dV_e$$

$$L_{ij}^x = \int_{V_e} \{ \lambda N_{i,1} N_{j,1} + G N_{i,1} N_{j,1} \} dV_e$$

$$C_{ij}^x = - \int_{V_e} \alpha' S_{r1} n_i / (n_1 + n_2) \cdot N_{i,1} N_{j,1} dV_e$$

$$G_{ij}^x = - \int_{V_e} \alpha' S_{r2} n_2 / (n_1 + n_2) \cdot N_{i,1} N_{j,1} dV_e$$

$$E_{ij}^{1x} = \int_{V_e} (1 - n_m) S_{rm} N_i N_{j,1} dV_e$$

$$A_{ij}^{1x} = \int_{V_e} \Delta t \left\{ \frac{k_{mij}}{\mu} N_{i,1} N_{j,1} + \frac{\Gamma}{\rho_j} N_i N_j \right\} dV_e$$

$$B_{ij} = \int_{V_e} \left\{ n_m S_{r,m} \beta (1 - n_m S_{r,m}) + \frac{\partial \theta_m}{\partial p_m} \right\} N_i N_j dV.$$

$$F_{ij} = (-1)^{m-1} \int_{V_e} \Delta t \frac{\Gamma}{\rho_f} N_i N_j dV.$$

$$D_{ij} = \int_{V_e} n_m (1 - n_m) S_{r,m} S_{r,\hat{m}} N_i N_j dV.$$

$$\begin{cases} \hat{m} = 2, & \text{if } m = 1 \\ \hat{m} = 1, & \text{if } m = 2 \end{cases} \quad \begin{cases} \hat{i} = x, & \text{if } i = y \\ \hat{i} = y, & \text{if } i = x \end{cases}$$

式(9-24)を初期条件式(9-22)および境界条件式(9-23)のもとで、未知数 $(\Delta u_{i, \quad t+\Delta t}, P_1, \quad t+\Delta t}, P_2, \quad t+\Delta t})$ について解くことにより、応力、浸透の相互作用を知ることができる。変位は、初期条件に各時間ステップで計算される変位増分を足し合わせて行くことで、その時刻までの変位 $u_{i, \quad t}$ を計算する。解析の初期においては初期条件、境界条件から式(9-24)の右辺のベクトルが定められる。それ以降は常に直前の時間ステップの $(u_{i, \quad t}, P_1, \quad t}, P_2, \quad t})$ を用いて右辺のベクトルを作り、(24)式の行列方程式を解く。

また、透水係数のサクシヨンの依存性が含まれているため、問題は非線形となるので、各時間ステップにおいて繰り返し計算をする。

9. 5 解析例

以上の手法により開発したプログラムを用いていくつかの例題を解析した。

(1) 検証例題

まず、検証例題として1次元圧密問題を解析し、Terzaghiの理論解と比較した(Fig. 9.4)。その結果、経時変化及び最終沈下量とも極めてよい一致を示した。その際、第2空隙内の流体および第1空隙から第2空隙へ漏出する流体は流れないようにした。そして載荷直後は第1空隙内の流体のみで荷重を受け持ち、有効応力の増加は第1空隙内の流体の流れによって起こるものとして解析を行った。また飽和-不飽和浸透流問題も第2空隙の水圧と変位を固定して解析し、赤井ら¹⁷⁾の行った実験結果と比較した結果、よい一致を見た(Fig. 9.5)。以上により本コードの応力-浸透連成問題に対する基本機能は信頼できるものと思われる。

(2) 二次圧密問題

検証例題ではTerzaghiの圧密理論と比較したが、実際現象ではTerzaghiの圧密理論による最終沈下量に至っても、なお圧密が継続する場合がある。このような二次圧密現象の解析には、粘弾性解析を用いてクリープ挙動として扱う場合が多い。しかし、粘土粒子中の小孔をミクロポア、粒子間の空隙部分をマクロポアとして区別し、Fig. 9.6のように一次圧密中の変形は主にマクロポアの排水に、二次圧密域の変形はミクロポアの排水に依存して起こるとする説がある。ここでは、二重空隙モデルを用いて、このミクロ・マクロポア排水説による二次圧密現象の説明を試みた。

つまり、第1空隙をミクロポアと見なし、第2空隙をマクロポアと考えてそれぞれ異なる透水性を設定した。

Fig. 9.7に示す1次元有限要素メッシュと境界条件を用い、均質な飽和粘土を対象として、上端面に荷重が作用した場合について解析を行った。解析に用いた材料定数をTable 9.1に示す。

Fig. 9.8に、圧密沈下の経時変化を示す。ミクロポアからの排水を考えないモデルを一重空隙モデル、ミクロポアからの排水もマクロポアからの排水も両方考慮するモデルを二重空隙モデルと呼んで区別する。二重空隙モデルの計算結果（点線）と単一空隙モデルの計算結果（実線）を比較すると、第1空隙部（ミクロポア）から第2空隙部（マクロポア）への流体の流入による圧密沈下の時間遅れが二重空隙モデルを用いた解析で起こっている。しかし、最終沈下量は両モデルとも同じである。これは、弾性定数が両モデルとも同じであり、二重空隙モデルのミクロポアを構成する第1空隙場の弾性定数についての考慮が全く無いためである。ここでFig. 9.9のように、ミクロポアを構成する第1空隙部の変形とマクロポアを構成する第2空隙部の変形を考慮して、次式のような地盤全体の応力の釣り合いを考える。

$$C_1 C_2 / (C_1 + C_2) \cdot \varepsilon - (C_1^{-1} + C_2^{-1}) (C_1^{-1} p_1 + C_2^{-1} p_2) = \sigma \quad (9-25)$$

ここで、 C_1 は第1空隙場の弾性定数、 C_2 は第2空隙場の弾性定数である。 C_2 は土の骨格構造により決まる弾性定数であり、これはTerzaghiの理論同様、一定

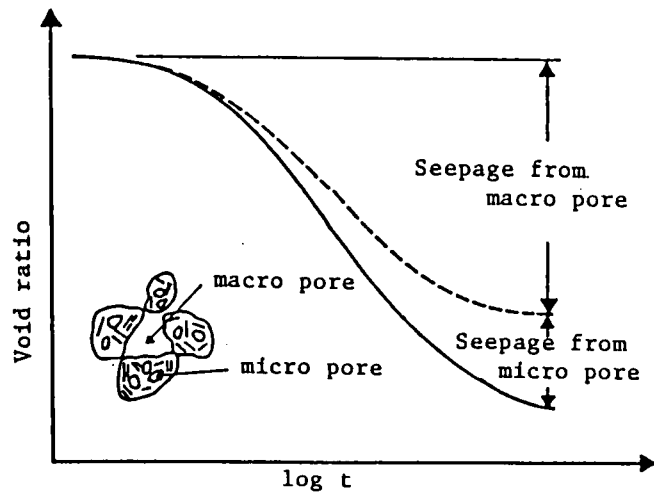


Fig. 9.6 概念的な圧密時間曲線

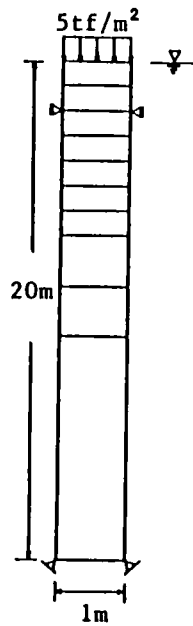


Fig. 9.7 有限要素分割

Table 9.1 2次圧密解析用データ

Properties	Values
Permeability of micro pore	$1.0 \times 10^{-12} \text{ m/s}$
Porosity of micro pore	0.2
Permeability of macro pore	$1.0 \times 10^{-9} \text{ m/s}$
Porosity of macro pore	0.5
Young's modulus	100 tf/m^2
Poisson's ratio	0.3
Void aperture	0.025 m
Matrix characteristic length	0.015 m

と仮定する。 C_1 はミクロポアからの排水が進むにつれ、固くなることが予想されるので、ここでは、指数関数的に第1空隙場のヤング率が次式のように増加するものと仮定した。

$$E_1 = E_{10} \exp(\Delta p_1^0 - \Delta p_1) \quad (9-26)$$

ここで Δp_1^0 は載荷直後の間隙水圧で、この場合5tf/m²である。 Δp_1 は第1空隙部のその時点における過剰間隙水圧である。そして、式(9-25)より全体のヤング率を $E = E_1 E_2 / (E_1 + E_2)$ として計算を行った。

第1、第2空隙場とも初期のヤング率 E_0 を100tf/m²として計算した結果をFig. 9.8に一点鎖線で示す。これによると、上記のような仮定を用いた結果は、二次圧密を定性的に表現しているといえる。

このように、二次圧密をミクロポアからの排水によるという説を用いて説明するためには、ミクロポアを持つベッド部分の変形も考慮した力学的定数を設定する必要がある。このような定数の設定法については、今回は式(9-26)のような非線形性を用いたが、これは実証されておらず、今後の検討が必要である。

(3) ルジオンテスト

前節では、二重空隙モデルを間隙水場と土粒子集合体(ベッド)内の流体場の2つの重なった連続体を用いて二次圧密の解析を行った。しかし、二重空隙モデルは元来岩盤を対象にして発展してきたものである。ここでは従来のように不連続場と岩体場の2つの連続体を用いてルジオンテストのシミュレーションを行い、岩盤内の水圧伝播挙動について考察する。

有限要素メッシュはFig. 9.10のように設定した。解析に用いた材料定数をTable 9.2に示す。境界条件は、変位境界として上下端はx方向の変位のみ、左端はy方向の変位のみスライドとし、右端については変位固定とした。

そして水理境界として左端中央部に注入圧 $p_1 = p_2 = 10 \text{ kgf/cm}^2$ を作用させ、残りの端部は不透水性とした。地下水面は上端に設定し、全領域で飽和となるようにした。

圧力伝播経過をFig. 9.11(a), (b)に示す。割れ目の透水係数が $1.0 \times 10^{-4} \text{ m/sec}$ 、岩体の透水係数が $1.0 \times 10^{-11} \text{ m/sec}$ と岩体の透水性が割れ目の透水性に比べてか

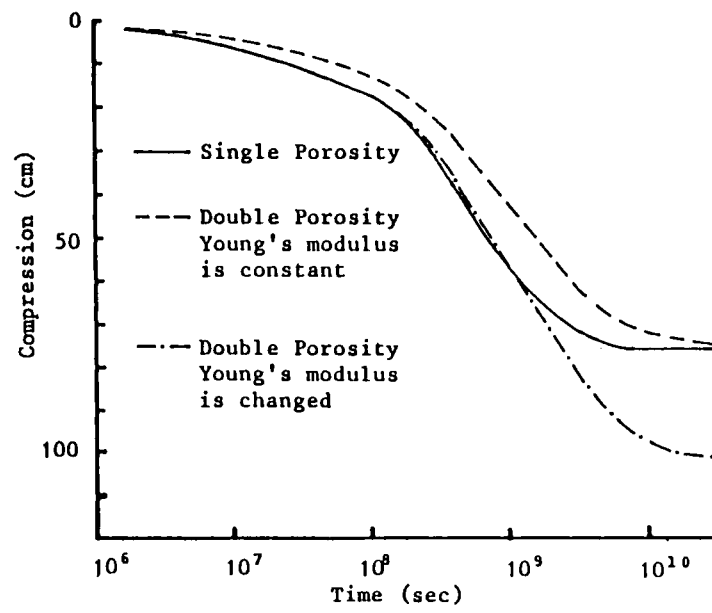


Fig. 9.8 圧密時間曲線

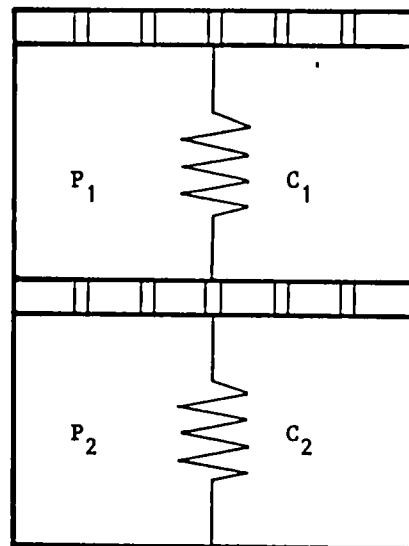


Fig. 9.9 力学挙動のアナログモデル

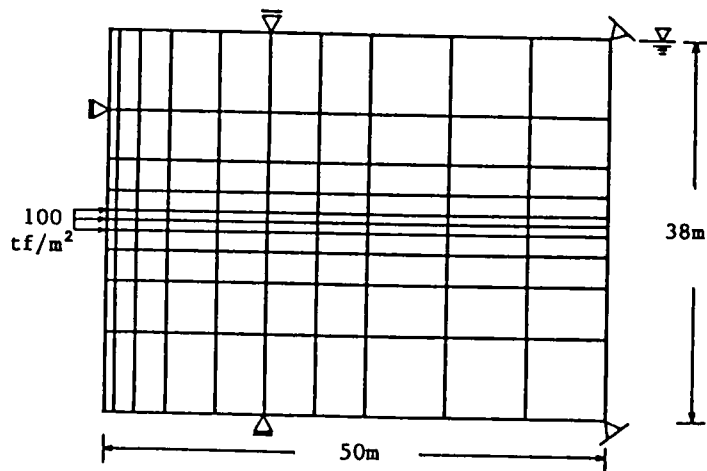


Fig. 9.10 有限要素分割

Table 9.2 ルジオン試験解析用データ

Properties	Values
Permeability of rock matrix	1.0×10^{-11} m/s
Porosity of rock matrix	0.2
Permeability of fracture	1.0×10^{-4} m/s
Porosity of fracture	0.05
Young's modulus	1.0×10^4 tf/m ²
Poisson's ratio	0.3
Fracture aperture	0.001 m
Matrix characteristic length	0.5 m

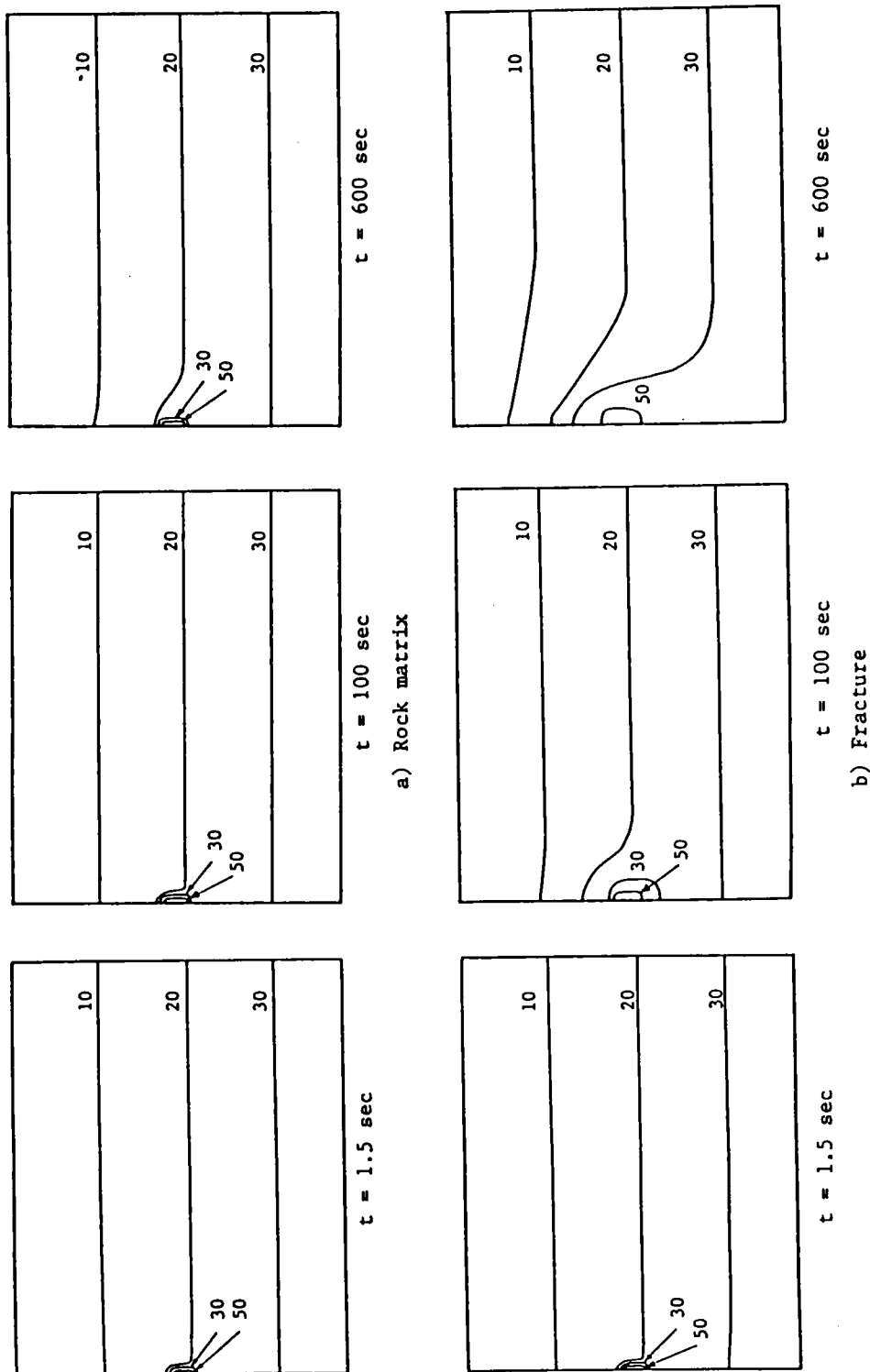


Fig. 9.11 压力水頭分布の時間的变化

なり小さいために、岩体中は圧力が非常に伝播しにくいことがよく表現されている。一方、割れ目の方は圧力が速く伝播していく様子がわかる。

このように、この手法では割れ目内と岩体内の水圧が不連続な状況がよく表現できており、これは既往の連続体やジョイント要素を用いた解析では不可能なことであった。

実際現象においても不連続性岩盤でのルジオンテストでは、注入水は割れ目を主に流れるため、同じような圧力伝播過程を取るものと想像される。

また、今回は透水係数の異方性を考慮していないが、不連続場の異方性を考慮した解析を行えば、さらに実現象に近いシミュレーションが可能であろう。

(4) 2次元圧密浸透問題

次に、Fig. 9.12に示すモデルを用い、自由水面が存在する場合の検討として2次元圧密の問題の解析を行った。解析ケースは地下水面が地表面に一致した飽和状態と地表面から5mの位置にある飽和－不飽和状態の2ケースで、それぞれ図のような外荷重が作用した場合について解析を行った。解析に用いた材料定数をTable 9.3に示す。ここでは5(2)節の二次圧密の解析のような弾性定数の変化は考慮せず、一定とする。従って、応力・変形挙動は弾性的であり、二次圧密現象は現れない。この二重空隙モデルによる解析では、第1空隙内の水の流れと、第2空隙場への漏水の影響による有効応力の変化の仕方が従来の圧密モデルと異なる。

変位境界は、下端はx方向のみ、左右端はy方向のみ変位を許し、水理境界として左右端、下端は不透水性とし、飽和－不飽和解析の場合は地表面も不透水性とした。

比較のために、間隙水圧には1次、変位には2次のアイソパラメトリック要素を用いたSandhu型の圧密モデル（単一空隙モデル）(Sandu and Wilson, 1966)による解析結果を合わせ示した。

Fig. 9.13はA点における地表面の沈下量経時変化を示している。二重空隙モデルを用いた計算結果は5(2)節の解析例（点線）と同様に単一空隙モデルに比べて時間的な遅れがみられる。また不飽和部が存在する場合、載荷初期の沈下量は飽和領域のみの結果よりも大きい。圧密による沈下は早めに終了し最終沈下量は小さくなる傾向が見られる。これは載荷部が不飽和であるため圧密による沈下は少なく、瞬時に起こる弾性的な沈下の影響が大きいためであろう。

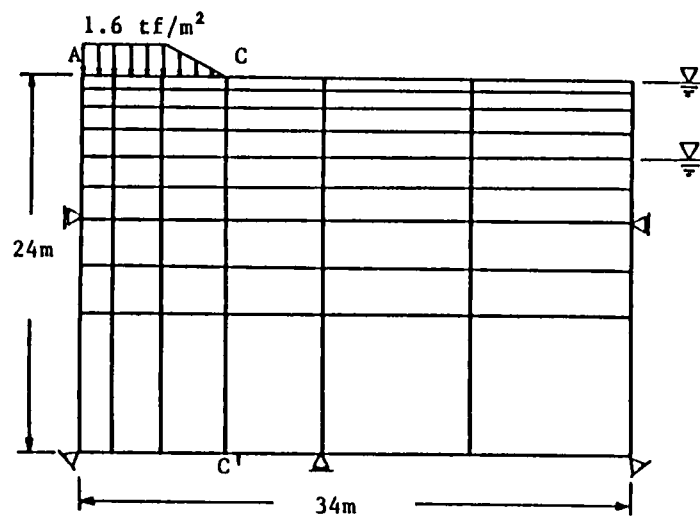


Fig. 9.12 有限要素分割

Table 9.3 2次元圧密問題解析用のデータ

Properties	Values
Permeability of primary porosity	$1.0 \times 10^{-12} \text{ m/s}$
Porosity of primary porosity	0.2
Permeability of secondary porosity	$1.0 \times 10^{-9} \text{ m/s}$
Porosity of secondary porosity	0.5
Young's modulus	100 tf/m^2
Poisson's ratio	0.33
Void aperture	0.02 m
Matrix characteristic length	0.05 m

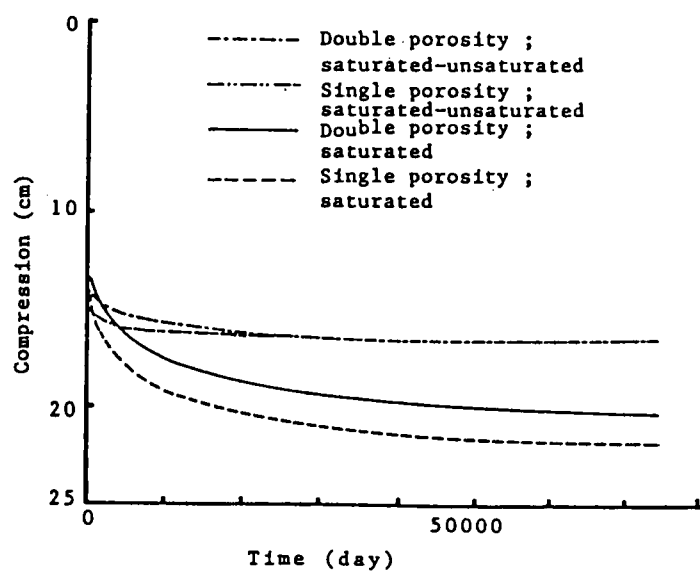


Fig. 9.13 A点での圧密時間曲線

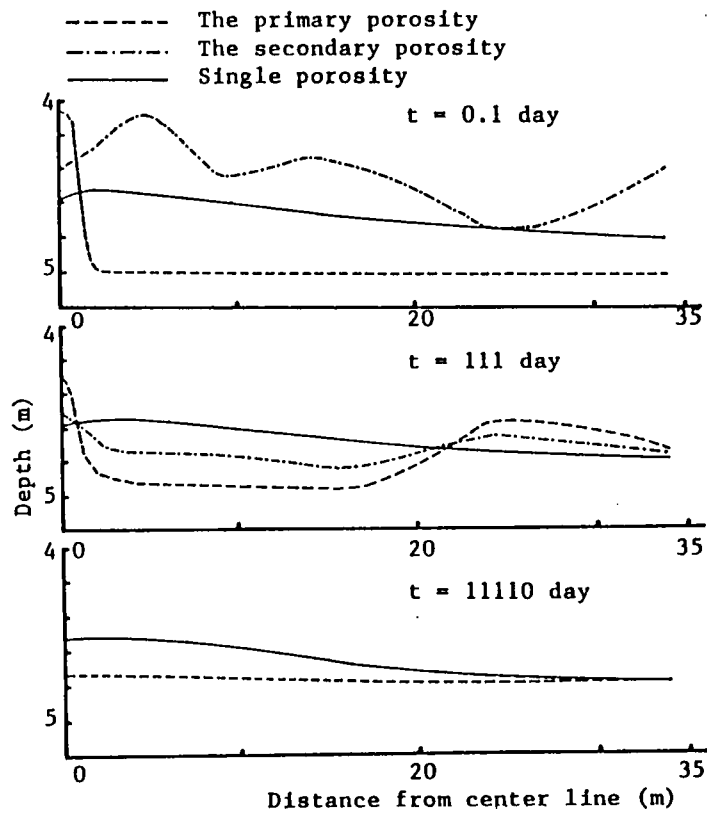


Fig. 9.14 水位の時間的变化

二重空隙モデルを用いた地盤挙動に関する考察

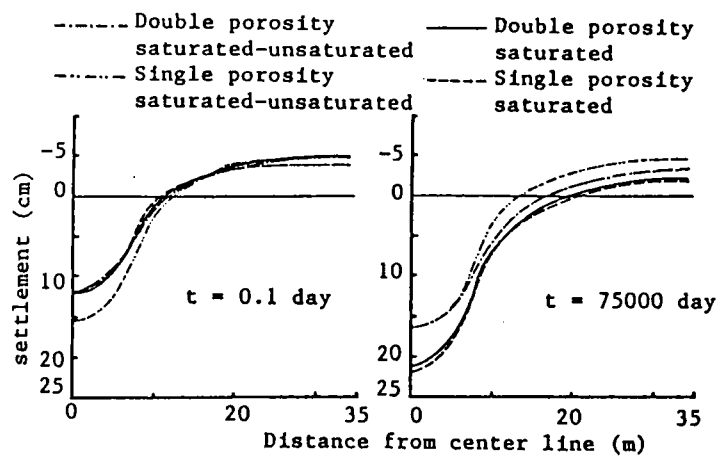


Fig. 9.15 地表面沈下の水平方向分布

Fig. 9.14は飽和－不飽和状態の地下水面分布の経時変化図である。単一空隙モデルでは解析時間を通じてあまり変化はしないが、二重空隙モデルでは載荷初期では透水係数の小さいベッド部（第1空隙）の水圧が載荷中央部で高くなり、それ以外の所では透水性の大きい間隙水場（第2空隙）の方が大きい水圧を示している。そして、次第に第2空隙から第1空隙へと水が移動し、最終的には単一空隙モデルの結果より少し低い水圧で平衡状態になっている。

Fig. 9.15は地表面沈下の水平方向分布であるが、載荷直後ではFig. 9.14に見られるように、単一空隙モデルの水圧の方が、二重空隙モデルの変形への寄与が大きい第2空隙の水圧よりも小さいために、沈下量は単一空隙モデルの方が大きくなっている。逆に圧密終了時には二重空隙モデルの方が低い水圧を持っているため沈下量は二重空隙モデルのほうが大きくなっている。

Fig. 9.16はc-c'断面での側方変位の深さ方向の分布図である。不飽和部が存在する場合には飽和状態の解析の結果に比べ、載荷直後の側方変位は小さくなり、圧密終了時には逆に大きくなる傾向がみられる。

また二重空隙モデルと単一空隙モデルの差は飽和解析ではほとんど見られないが、飽和－不飽和状態の解析では載荷直後で、浅部において二重空隙モデルのほ

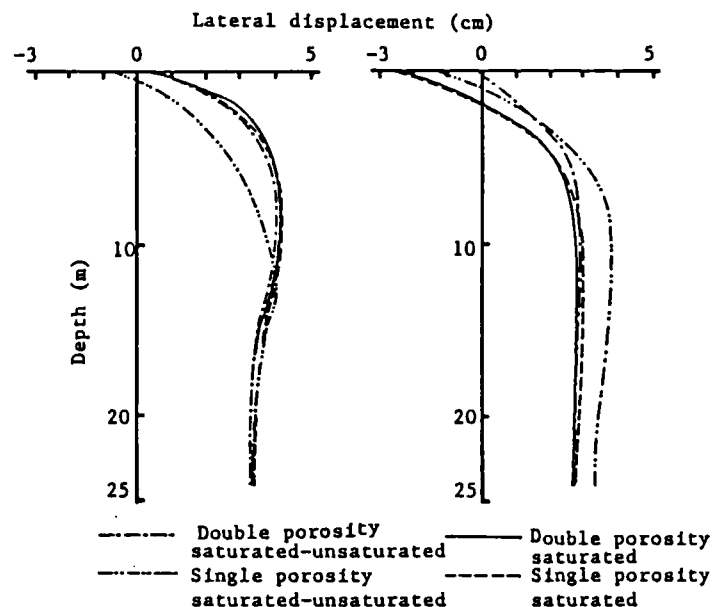


Fig. 9.16 深さ方向の側方変位分布

うが変位が大きくなっており、圧密終了時には深部になるほど二重空隙モデルの方が小さい変位を示している。これは二重空隙モデルの方が、不飽和部と飽和部での挙動の差をより顕著に表現できることを示している。

以上のように、二重空隙モデルと従来の単一空隙モデルとでは、変位の経時変化およびその変形形状が若干異なったものになり、その差は飽和－不飽和状態の方が飽和状態よりも大きい傾向を示した。特に載荷重が不飽和部の存在によって深部にまで影響を及ぼさないという、従来の連続体の解析では表現しにくかった現象が表されたことは地盤の変形挙動の考察のための一助となるものと思われる。

9. 6 まとめ

飽和－不飽和両領域からなる地盤の挙動を把握するために二重空隙モデルを用いた応力・変形を考慮した浸透流解析コードを開発し、種々の現象を解析的にシミュレートすることにより、本手法の有効性は明らかにされたが、実用的にはいくつかの難点もある。まず、基本式が複雑な上、利用されている定数を決定するための試験方が確立していないこと、岩盤の不連続性を等価な連続体で代表させるときの基準値が明確でないことである。後者の問題については小林(1989)が陽な形でジョイント要素をこのモデルに付加することで新しい考えを提示し、興味ある結果を得ている。

本研究で得られた知見および結果は以下のように要約できる。

- 1) 変形を考慮した飽和－不飽和地盤の二重空隙モデルの支配方程式を誘導した。その結果得られた有限要素方程式は非対称なマトリックスとなる。
- 2) 本手法による圧密および飽和－不飽和浸透の数値計算手法は1次元弾性モデルならびに砂模型実験との結果の比較から、ほぼ十分な精度でその基本的機能が満足できるものであることが確認された。
- 3) 本手法を用いて、二次圧密挙動を説明するためには、ベッド部分からの排水による変形量を考慮した弾性定数を設定する必要がある。このような定数の設定により二次圧密をクリープ挙動として扱う既往の研究以外の解析手法が提案されることになり、現象解明の手がかりが得られものと期待される。
- 4) 本手法は岩盤中のように水圧分布が不連続となるような場合にも適応でき、通常の連続体モデルでは表現できない現象も再現できる可能性を有している。

5) 従来の圧密解析手法との差は不飽和部が存在する時に大きくなり、不飽和部の全体の変形に与える影響がより顕著に表され、これについても今後実測との比較や検証を重ねることにより、地盤挙動の解明の一助となることが期待できる。

- 赤井浩一、宇野尚雄(1966): 土中の準一次元非定常浸透流に関する研究、土木学会論文報告集、No.127, pp.14-22.
- 荒井克彦、渡辺知幸、田行啓一(1983): 多次元圧密数値解析手法の比較、土質工学会論文報告集、Vol.23, No.3, pp.189-195.
- Barenblatt, G.I., Zheltov, Iu.P. and Kochika, I.N.(1960): Basic Concepts in the Theory of Seepage of Homogeneous Liquids in Fissured Rocks (strata), PMM, Vol.24, 852, pp.1286-1303.
- Christian, J.T. and Boehmer, J.W.(1970): Plane Strain Consolidation by Finite Elements, J. Soil Mech. and Foundation Div., ASCE, SM 4, pp.1435-1457.
- Cundall, P.A.(1971): A Computer Model for Simulating Progressive, Large Scale Movement in Block Rock Systems, Proc. Int. Symp. Rock Fracture, ISRM, Nancy.
- Duguid, J.O. and Lee, P.C.Y.(1973): Flow in Fractured Porous Media, Research Report No.73-WR-1, Princeton University.
- Huyakorn, P.S., Lester, B.H. and Faust, C.R.(1983): Finite Element Techniques for Modeling Groundwater Flow in Fractured Aquifers, Water Resources Research, Vol.19, No.4, pp.1019-1035.
- 嘉門雅史(1979): 土の物理学－土質工学の基礎－、pp.84-86, 森北出版.
- Kawai, T.(1984): New Element Models in Discrete Structural Analysis, J. Soc. Naval Arch. Japan, Vol.141, pp.174-180.
- 小林晃(1989): 岩盤浸透流に関する一考察－単一亀裂内のチャンネル流れの検討と新しい三次元岩盤浸透流解析手法の提案－、間組研究年報.
- Long, J.C.S., Remer, J.S., Wilson, C.R. and Witherspoon, P.A. (1982): Porous Media Equivalents for Networks of Discontinuous Fractures, Water Resources Research 18, No.3, pp.645-658.

- Noorishad, T.N., Witherspoon, P.A. and Brekke, T.L. (1971): A Method for Coupled Stress and Flow Analysis of Fractured Rock Masses, Geotechnical Engineering Publication No. 71-6, University of California, Berkeley.
- Nur, A. and Byerlee, J.D. (1971): An Exact Effective Stress Law for Elastic Deformation of Rock with Fluids, J.G.R., Vol. 76, No. 26, pp 6414-6419.
- Oda, M. and Hatsuyama, M. (1985): Permeability Tensor for Jointed Rock Masses, Proc. of the Int. Symp. on Fundamentals of Rock Joints, pp. 303-312, Bjorkiden.
- 大西有三、大津宏康(1982): 有限要素法による不連続性体の応力・変形・浸透流解析、土木学会論文報告集、No. 322, pp. 111-120.
- 大西有三、鍵本広之、西野賢治(1986): 岩盤節理情報の処理とその浸透流解析への適用について、土木学会論文報告集、No. 376, pp. 241-248.
- Sandu, R.S. and Wilson, E.L. (1969): Finite Element Analysis of Seepage in Elastic Media, J. Eng. Mech. Div. ASCE, EM 3, pp. 641-652.
- Sato, K., Shimizu, T. and Ito, Y. (1985): Fundamental Study on Permeability and Dispersion in Double Porosity Rock Masses, Fifth International Conference on Numerical Methods in Geomechanics, Nogoya, pp. 657-664.
- Warren, J.E. and Root, P.J. (1963): The Behavior of Naturally Fractured Reservoirs, Soc. of Petroleum Engineers Journal, pp. 245-255.
- Wilson, R. K. and E. C. Aifantis (1982): On the Theory of Consolidation with Double Porosity, Int. J. Engng. Sci. Vol. 20, No. 9, pp. 1009-1035.

第 10 章

不連続性体としての岩盤連成解析

岩盤は変形体であるという仮定に基づき、第 7 章では岩盤を連続体として応力・変形・浸透連成解析を説明した。本章では不連続性岩盤の解析に第 7 章と同じ仮定を用いるが、不連続面を陽な形 (Discrete) で岩盤モデルに取り入れた場合の有限要素法と個別要素法による 2 項目連成解析手法の定式化とその適用方法について述べる。

10.1 はじめに

現実の地盤あるいは岩盤は均質というより不均質な場合が多く、かつ、割れ目、断層、破碎帯などの不連続な部分を含んでいる。これら不連続な部分は力学的にも水理学的にも地盤あるいは岩盤の挙動に多大の影響を及ぼす。このような不連続性体の解析を行うことを目的として、有限要素法を主体とした数値解析による応力・変形解析が実施されている (Goodman (1977))。なかでも特定の不連続面を考慮し、岩盤などの非弾性特性を加味して解析するための手段としてジョイント要素が数多く利用されている (Goodman(1968))。

一方、不連続性体の水理特性についても、第 6 章で述べたように、少なからず関心が払われてきた。ところが、実用的には連続体解析による岩盤挙動把握が主流を占めている。その理由は、凹凸のある割れ目の透水性を具体的に求めるのが困難なこと、複雑な割れ目システムをどのようにモデル化するか確定していないことなどによると思われる。しかし、解析の対象となる構造物に比較して岩盤の平均的な割れ目の間隔(spacing)が大きい場合には、連続性解析は不適當だとして、Wilson(1970)らはその目安を提示している。このような観点から不連続性岩盤の水理学的解析を行うにあたって、不連続面内の水の流れをモデル化することから研究が始められたが、その最初のものが平行板モデルであることは既に第 6 章で述べた。

このような研究が進められる中で、ジョイントが剛である（水圧によるジョイントの開閉がない）とする仮定に疑問が呈示されてきた。Snow(1968)はジョイント内の流れはジョイントの変位に大きく影響されると強調し、Bernaix (1969)が実験的にその事実を証明、マルパッセダムの破壊原因との関連性を証明した。こうした研究をもとに、不連続面内の水の流れと岩盤の応力・変形との相互作用に注目して有限要素法を用いた解析を示したのが Noorishadら(1971)である。彼らは、応力・変形解析ではジョイント要素を、浸透流の解析では1次元線要素を利用し、2つの系からなる解析領域を相互に解くことにより答を得ている。この手法は最近、山上(1980)によって圧密解析に適用されているものと同じ範ちゅうに属するものであるが、解析上の手法として2ステップに分けて繰り返し計算を行うため、理論構成上、また計算技巧上煩雑になることは避けられない。

第7章ではBiotの基本方程式に基づいて、連続多孔質体の応力・変形解析と浸透流解析を組み合わせた連成（カップリング）問題解析手法を提示した（大西ら(1980)）。本章では同様な手法を不連続性地盤ならびに岩盤に適用できるように改良し、その適用例を示して手法の妥当性を検討した。

10.2 不連続面（ジョイント）を対象とする連成問題における支配式

応力・変形解析と浸透流解析の組合せである連成問題ではつり合い式と連続式を連立させたものが支配式となる（大西ら(1980)）。不連続面を対象とした連成問題においても支配式は連続な多孔質地盤のものと同じ形をとるが、次のように内容が多少異なる。

(1) ジョイントにおけるつり合い式

応力・変形解析において不連続面を表すものとして、Goodman ら(1968)のジョイント要素を用いる。Fig. 10.1のように2枚の平行板からなるジョイント要素では全体座標系として $x-y$ 座標を、局所座標系として $s-n$ 座標を採用するのが通例である。ジョイント座標の壁に加わる垂直応力を $\Delta \sigma_n$ 、せん断応力を $\Delta \tau_n$ とすると、節点の外力増分との関係式は次式で表される（Goodman(1976)）。

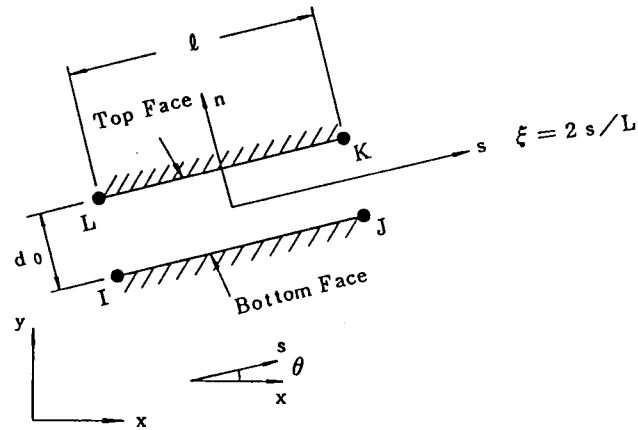


Fig. 10.1 ジョイント要素

$$\begin{Bmatrix} \Delta F_{s,I} \\ \Delta F_{n,I} \\ \Delta F_{s,J} \\ \Delta F_{n,J} \\ \Delta F_{s,K} \\ \Delta F_{n,K} \\ \Delta F_{s,L} \\ \Delta F_{n,L} \end{Bmatrix} = \begin{bmatrix} -\frac{l}{2} & 0 \\ 0 & -\frac{l}{2} \\ -\frac{l}{2} & 0 \\ 0 & -\frac{l}{2} \\ \frac{l}{2} & 0 \\ 0 & \frac{l}{2} \\ \frac{l}{2} & 0 \\ 0 & -\frac{l}{2} \end{bmatrix} \begin{Bmatrix} \Delta \tau_{ns} \\ \Delta \sigma_n \end{Bmatrix} \quad (10-1)$$

すなわち

$$\{\Delta F\}_{:,n} = [B_J] \{\Delta \sigma_J\}_{:,n} \quad (10-2)$$

このジョイントのつり合い式に有効応力の原理を導入すると次のようになる。

$$\begin{Bmatrix} \Delta \tau_{ns} \\ \Delta \sigma_n \end{Bmatrix} = \begin{Bmatrix} \Delta \tau'_{ns} \\ \Delta \sigma'_n \end{Bmatrix} + \chi^J u \begin{Bmatrix} 0 \\ 1 \end{Bmatrix} \quad (10-3)$$

ここに、 $\Delta \sigma'_n$ はジョイント内の有効垂直応力であり、 u は間隙水圧を示す。また χ^J は、不飽和土の有効応力を定義するときに大西ら(1980)、Bishop が提案したパラメーター χ を不飽和状態の不連続面の解析に用いたものである。

ジョイント要素では通常のひずみに対する量として相対変位 (s 方向 u_θ 、 n 方

向 v_0) を用いるが、各節点変位との関係は次式で示される。

$$\begin{aligned} \{\varepsilon^j\} &= \begin{Bmatrix} u_0 \\ v_0 \end{Bmatrix} \\ &= \begin{Bmatrix} -\frac{1}{2} & 0 & -\frac{1}{2} & 0 & \frac{1}{2} & 0 & \frac{1}{2} & 0 \\ 0 & -\frac{1}{2} & 0 & -\frac{1}{2} & 0 & \frac{1}{2} & 0 & \frac{1}{2} \end{Bmatrix} \begin{Bmatrix} u^I \\ v^I \\ u^J \\ v^J \\ u^K \\ v^K \\ u^L \\ v^L \end{Bmatrix} \end{aligned} \quad (10-4)$$

また、ダイレイタンスのないジョイント (nondilatant joint) の構成関係は次のような形になる。

$$\begin{Bmatrix} \Delta \tau_n \\ \Delta \sigma'_n \end{Bmatrix} = \begin{bmatrix} K_s & 0 \\ 0 & K_n \end{bmatrix} \begin{Bmatrix} u_0 \\ v_0 \end{Bmatrix} \quad (10-5)$$

ここに、 K_s はせん断剛性率、 K_n は垂直剛性率である。

全水頭 h と位置水頭 z との関係は

$$h = z + u / \gamma_w \quad (10-6)$$

で示される。ここで、 γ_w は水の単位体積重量である。

以上の式を組み合わせるとジョイントにおけるつり合い式が得られるが、連続多孔質体における式と調和させるため厳密には正しくないが便宜的なテンソル表示を以下のように使用する。

$$\left[\frac{1}{2} C^j_{ijkl} (u_{k,i} + u_{i,k}) + \chi^j \delta_{ij} \gamma_w h \right]_{,j} + \bar{\rho} f_i = 0 \quad (10-7)$$

ここに、

$$\bar{\rho} = \rho - \chi^j \delta_{ij} \gamma_w \delta_{ij}$$

であり、 C^j_{ijkl} はジョイントの剛性率を示す。

(2) ジョイントにおける水の挙動

ジョイントにおける水の流れは、その不連続面の方向に卓越するということに

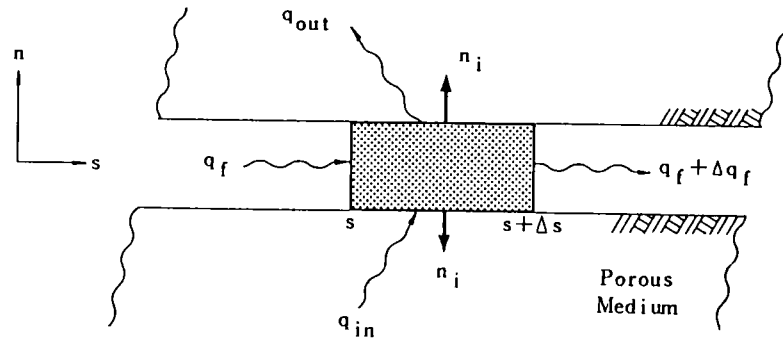


Fig. 10.2 ジョイント内の水の流れ

着目し、Fig. 10.2 に示すような準1次元的な流れとする。準1次元的というのは、水の流れを1次元とするが、その他に周辺多孔質体から不連続面への水の流出・流入を考慮しているからである。

質量保存則より不連続面内での水の連続式は、連続多孔質体の場合とまったく同じように次式で示される。

$$-\text{div}(\rho_f v_f) - q = \frac{\partial}{\partial t}(\rho_f \theta) \quad (10-8)$$

ここに、 ρ_f は間隙流体の密度、 v_f は流速、 q は系への流出流入量、 θ は体積含水率を表す。

式(10-8)の右辺は連続式における変形と連成項を含んでいて次の式に変換できる。

$$\frac{\partial}{\partial t}(\rho_f \theta) = \rho_f \left(S_r^J \frac{\partial u_{tt}}{\partial t} + c^J(\psi) \frac{\partial \psi}{\partial t} \right) \quad (10-9)$$

式(10-9)における $C^J(\phi)$ はBiotの圧密理論における係数 $1/M$ に相当するものである。ジョイント間隙が水で満たされている場合には $S_r^J = 1$ で、かつ $C^J(\phi) = 0$ となり、式(10-9)の右辺は変形に伴うジョイントの体積ひずみのみを表すことになる。

次に、土中水の運動方程式について考察する。通常多孔質体内の水の流れは、層流であるとDarcyの法則が適用される。しかし、ジョイントの中を流れる水は、

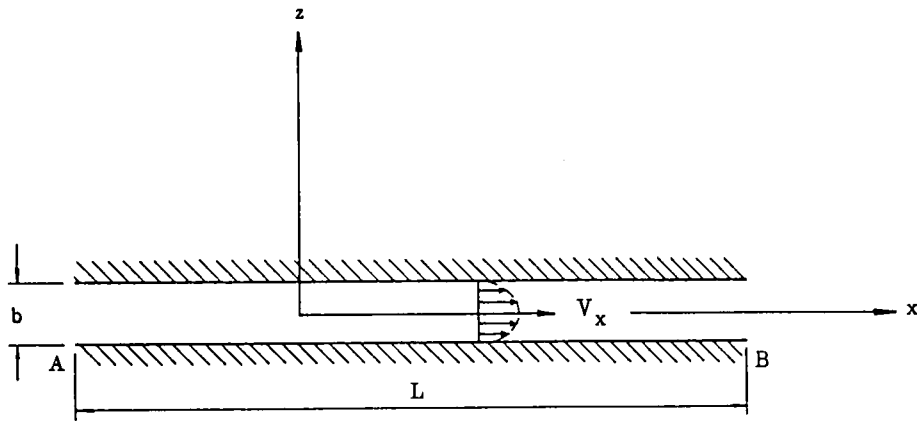


Fig. 10.3 平行板モデル

連続体内のものと多少流れの形態が異なるため、特別な形の運動方程式が必要となる。したがって解析では、ジョイントを滑らかな平板と仮定し、その間を流れる非圧縮性流体の理論 (Fig. 10.3) から、平均流速を v_0 とし、次式を導いている。2点間の動水勾配を I とすると、

$$v_0 = \frac{\gamma_w (2b)^2}{12\mu} I \quad (10-10)$$

ここに、 b は板の間隔の半分であり、 μ は粘性係数である。したがって、2枚の平板の間を流れる流体を Darcy の法則に従うものと仮定し、相当する透水係数 K^J を求めると

$$v_0 = K^J \cdot I ; K^J = \frac{\gamma_w (2b)^2}{12\mu} \quad (10-11)$$

が得られる。

式 (10-8) に式 (10-9), (10-11) を代入すると

$$\text{div} (K^J \nabla h) + \bar{q} = S_r^J \frac{\partial u_{r,1}}{\partial t} + C^J(\psi) \frac{\partial \psi}{\partial t} \quad (10-12)$$

ここに、

$$\bar{q} = -q / \rho f$$

上記の式を導くにあたって問題となるのは、ジョイントが不飽和状態になったときにどのような取り扱いをするかである。連続多孔質体の場合は近似値に $\chi =$

S_r という仮定を設けて処理すると妥当な結果が得られるが実測結果に乏しい。現時点ではジョイントについてはなおさらその測定が困難であると思われる。そこで、本研究においては不飽和領域のジョイントの取り扱いとして、式(10-7)に示すつり合い式において $\chi^j = 0$ として間隙水圧の項を無視し、さらに式(10-12)に示す不連続部での連続式は考慮しないものとする。すなわち、不連続部が不飽和領域になった場合には、間隙流体の効果を無視した全応力計算のみを行うものとする。その結果として、飽和-不飽和領域を考慮したジョイント内での2相系問題の基本式は次の連立方程式で与えられる。

$$\left. \begin{aligned} & \left[\frac{1}{2} C'_{ijkl} (u_{k,i} + u_{i,k}) + \chi^j \delta_{ij} \gamma_w h \right]_{,j} \\ & + (\rho - \delta_{ij} \gamma_w \chi^j \delta_{i3}) f_i = 0 \\ & \text{div} (K^j \nabla h) + \bar{q} - S_r^j \frac{\partial u_{i,i}}{\partial t} - C^j(\psi) \frac{\partial \psi}{\partial t} = 0 \end{aligned} \right\} \quad (10-13)$$

式(10-13)を解くためには初期条件と境界条件(変位、応力、全水頭、流量の各既知境界)が必要なことはいうまでもない。

10.3 有限要素法による定式化

重みつき残差法の一つであるGalerkin法を用いてジョイントに対する式(10-13)を定式化する。変位および全水頭を未知数とし、それぞれの内挿関数を用いて分割要素の節点変位、節点全水頭と関連づける。ここで、変位に対してはFig. 10.1に示すジョイント要素を用いる。すなわち

$$\left. \begin{aligned} u^B &= N_1 u^I + N_2 u^J \\ u^T &= N_1 u^L + N_2 u^K \end{aligned} \right\} \quad (10-14)$$

ここに、Bは下部(Bottom)を、Tは上部(Top)を表わす。また、 $N_1 = (1 - \xi) / 2$ 、 $N_2 = (1 + \xi) / 2$ 、 $\xi = 2\Delta / L$ である。

一方、全水頭に対してはFig. 10.4に示す1次元アイソパラメトリック要素を利用する。

$$h = \bar{N}_i h_i \quad [i=1, 2] \quad (10-15)$$

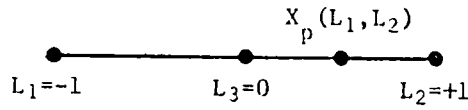


Fig. 10.4 1次元アイソパラメトリック要素

ここに、 $N_1 = (1 - \xi) / 2$ 、 $N_2 = (1 + \xi) / 2$ 、 $\xi = 2 \Delta / L$

式(10-13)に式(10-14)、(10-15)を用いてGalerkin法を適用し、Gauss-Greenの定理を使って整理すると以下の式となる。

$$\left. \begin{aligned} K_{nm}{}^{ik} \bar{u}_k{}^m + C_{nm}{}^i \bar{h}{}^m &= F_n{}^i \\ H_{nm} \bar{h}{}^m + L_{nm}{}^i \frac{\partial}{\partial t} \bar{u}_i{}^m + E_{nm} \frac{\partial}{\partial t} \bar{h}{}^m - Q_n &= 0 \end{aligned} \right\} \quad (10-16)$$

ここに、

$$\begin{aligned} K_{nm}{}^{ik} &= \sum_{a=1}^{N_e} \int_{V_a} N_{n,i} C'_{ijkl} N_{m,j} dV_a \\ C_{nm}{}^i &= \sum_{a=1}^{N_e} \int_{V_a} N_{n,i} \chi^j \delta_{ij} \gamma_\omega \bar{N}_m dV_a \\ F_n{}^i &= \sum_{a=1}^{N_e} \int_{V_a} N_n \bar{\rho} f_i dV_a + \sum_{a=1}^{N_e} \int_{S_a} N_n N_m \hat{T}_m dS_a \\ H_{nm} &= \sum_{a=1}^{N_e} \int_{V_a} \bar{N}_n K' N_{m,i} dV_a \\ L_{nm}{}^i &= \sum_{a=1}^{N_e} \int_{V_a} \bar{N}_n S_r{}^j N_{m,i} dV_a \\ E_{nm} &= \sum_{a=1}^{N_e} \int_{V_a} \bar{N}_n C'(\psi) N_m dV_a \\ Q_n &= \sum_{a=1}^{N_e} \int_{S_a} \bar{N}_n \bar{N}_m \hat{Q}^m dS_a - \sum_{a=1}^{N_e} \int_{V_a} \bar{N}_n \bar{q} dV_a \end{aligned}$$

また、 V_a 、 S_a はそれぞれa番目の要素の体積と面積であり、 N_e は要素総数、 $T_i{}^m$ は表面力、 Q^m は節点流量を示す。式(10-16)の時間微分に対して中央差分を採用し、つり合い式を増分表示にし、 $C_{nm}{}^i$ が近似的に $L_{nm}{}^i$ にはほぼ等しいとすると、

基本式はマトリックス表示で、

$$\begin{aligned} & \begin{bmatrix} K^J & C^J \\ (C^J)^T & H^J(\Delta t/2) + E^J \end{bmatrix} \begin{Bmatrix} \Delta u \\ h_{t+\Delta t} \end{Bmatrix} \\ &= \begin{Bmatrix} \Delta F + C^J h_t \\ \bar{Q}_n + [H^J(-\Delta t/2) + E^J] h_t \end{Bmatrix} \end{aligned} \quad (10-17)$$

となる。 $\bar{Q}_n = \frac{\Delta t}{2} (Q_{n,t+\Delta t}^* + Q_n^*)$ であり、上指標 J はジョイントに対することを示す。

一方、連続多孔質体における飽和－不飽和領域を含んだ浸透を考慮した応力・変形解析の基本式は、すでに発表されているとおり次の形で与えられる。

$$\begin{aligned} & \begin{bmatrix} K & C \\ C^T & H(\Delta t/2) + E \end{bmatrix} \begin{Bmatrix} \Delta u \\ h_{t+\Delta t} \end{Bmatrix} \\ &= \begin{Bmatrix} \Delta F + C h_t \\ \bar{Q}_n + [H(-\Delta t/2) + E] h_t \end{Bmatrix} \end{aligned} \quad (10-18)$$

したがって、式(10-17)と式(10-18)を併用し、初期条件ならびに境界条件を加味して未知数 (Δu , $h_{t+\Delta t}$) を求めることが、不連続面を有する地盤および岩盤の浸透を考慮した応力・変形解析（カップリング問題）の解を得ることとなる。

有限要素法で式(10-17)、(10-18)を解く場合、全体剛性マトリックス組立て時に次の点に注意を払わなければならない。まず定式化の段階で本解析手法は、(a) 2次元アイソパラメトリック要素、(b) 1次元アイソパラメトリック要素、(c) ジョイント要素という3つの要素を用いている。

このうち(a)、(b)のアイソパラメトリック要素はヤコビアンマトリックスを介在して自動的に局所座標系から全体座標系へと変換される。これに対し、ジョイント要素においては局所座標系 (s , n) から全体座標系 (x , y) への特別な変換装置が必要となる。Fig. 10.1においてある節点 i に対する局所座標系 (s , n) での変位を (u_s^i , u_n^i)、全体座標系での変位を (u_x^i , u_y^i) とすると両者の関係は次のようになる。

$$\begin{Bmatrix} u_s^i \\ u_n^i \end{Bmatrix} = \begin{bmatrix} \cos \theta & \sin \theta \\ -\sin \theta & \cos \theta \end{bmatrix} \begin{Bmatrix} u_x^i \\ u_y^i \end{Bmatrix} \quad (10-19)$$

つまり、ジョイント要素に対しては式(10-19)に示す形で回転移動による座標変換を行わなければならない。

次に、2次元要素と1次元要素を併用するときの手法について説明する。Fig. 10.5に通常の四辺形要素の場合を(a)、ジョイント要素がある場合を(b)として示した。この例では両者の総節点数および総要素数は一致している。(a)の場合には各節点での未知数はx方向変位、y方向変位、全水頭の3個となり、方程式の数は節点の3倍となる。これに対し、(b)のジョイントを含むときには水の流れを1次元的なものとしているので、ジョイント要素の向かい合う上下の対となる2節点での全水頭は同じと仮定する。したがって、連続多孔質体に対する剛性マトリックスが (12×12) であるのに、ジョイントに対するものは (10×10) に変化する。Fig. 10.5に示す節点での未知数番号が(L1, L2, L3)の方程式番号に対応するものとすれば、ジョイントでの番号L3はジョイント要素とその隣り合う上下の要素の合計3つの要素における流れの方程式成分を重ね合わせることになる。

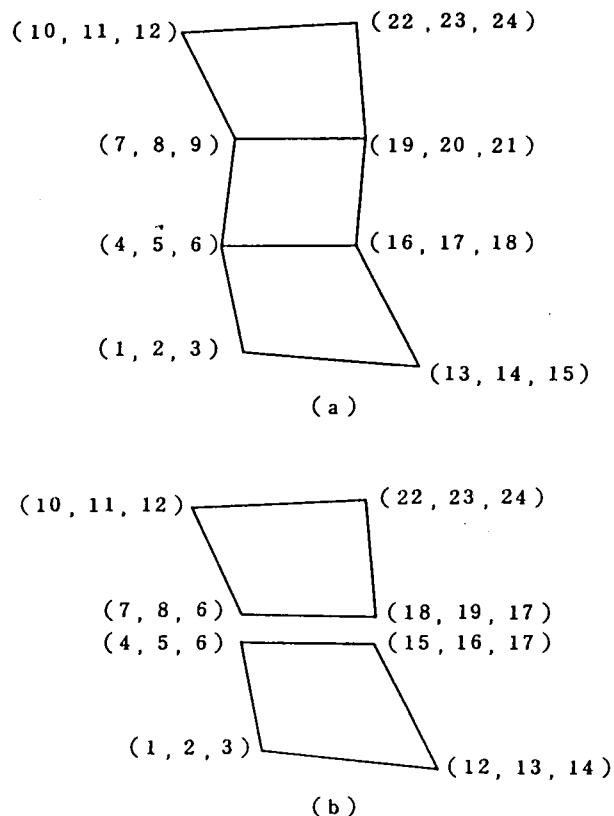


Fig. 10.5 未知数の比較

10.4 ジョイントの構成関係

ジョイントを含んだ解析は材料自身の非線形性を考慮するため繰り返し計算を必要とする。一方、浸透解析においても浸出面を決定するのに繰り返し計算を行うが、この場合は境界条件を適宜修正するもので材料特性に関するものではない。したがって、カップリング問題では2重の意味で繰り返し計算を行うため、その手順に十分な配慮をしなければならない。

本節ではジョイント要素の材料非線形特性の取り扱いについて述べるが、その骨子はすでにGoodmanが発表しているものである。その内容はFig. 10.6に示すとおりであり、繰り返し計算の手法として初期応力法を用いる。

(1) ジョイントの開口(opening)

ジョイントに作用する荷重と変位の関係式を以下のように定義する。

$$F_n = \left(\frac{\Delta v}{V_m - \Delta v} + 1 \right) F_{n,0} \quad (10-20)$$

ここに、 $F_{n,0}$ は初期節点外力、 Δv は垂直力の増分($F_n - F_{n,0}$)によって生じる垂直方向の変位差、 V_m は初期の荷重 $F_{n,0}$ から始まり閉じることのできる変位量の最大値、 $V_{m,0}$ は圧縮による閉合量の最大値である。

Fig. 10.6(a)において、第1ステップの解として $R_1(F_{n,1}, \Delta v_1)$ が得られる。この解 R_1 は式(10-20)を満足しない場合がほとんどである。そこで $\Delta v = \Delta v_1$ の構成曲線上の点を R_1^c と定義し、 $R_1 - R_1^c$ の荷重を修正荷重とすると、

$$\left. \begin{aligned} (F_{n,0})_2 &= (F_{n,0})_1 + \Delta N_1 \\ \Delta N_1 &= \left(\frac{\Delta v_1}{V_m - \Delta v_1} + 1 \right) F_{n,0} - F_{n,1} \end{aligned} \right\} \quad (10-21)$$

ここで、ジョイント要素の長さを1、単位垂直剛性率を K_n とすると、第(i+1)番目の反復計算過程は次式で示される。

$$\left. \begin{aligned} F_{n,i} &= lK_n \Delta v_i + (F_{n,0})_i \\ (F_{n,0})_{i+1} &= (F_{n,0})_i + (\Delta N_i) \\ \Delta N_i &= \left(\frac{\Delta v_i}{V_m - \Delta v_i} + 1 \right) F_{n,0} - F_{n,i} \end{aligned} \right\} \quad (10-22)$$

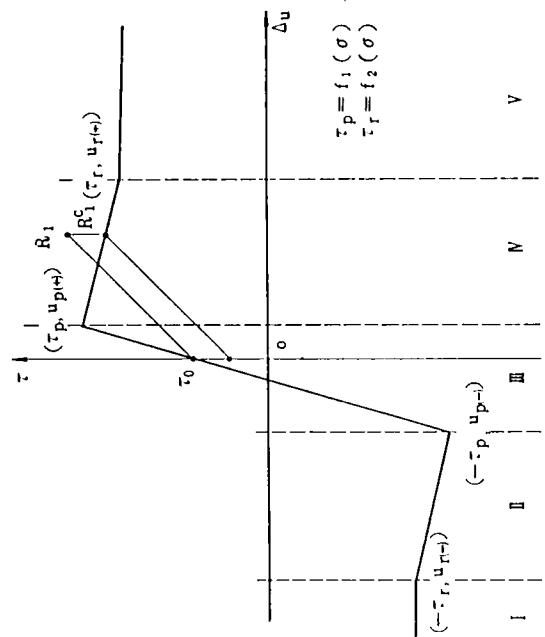
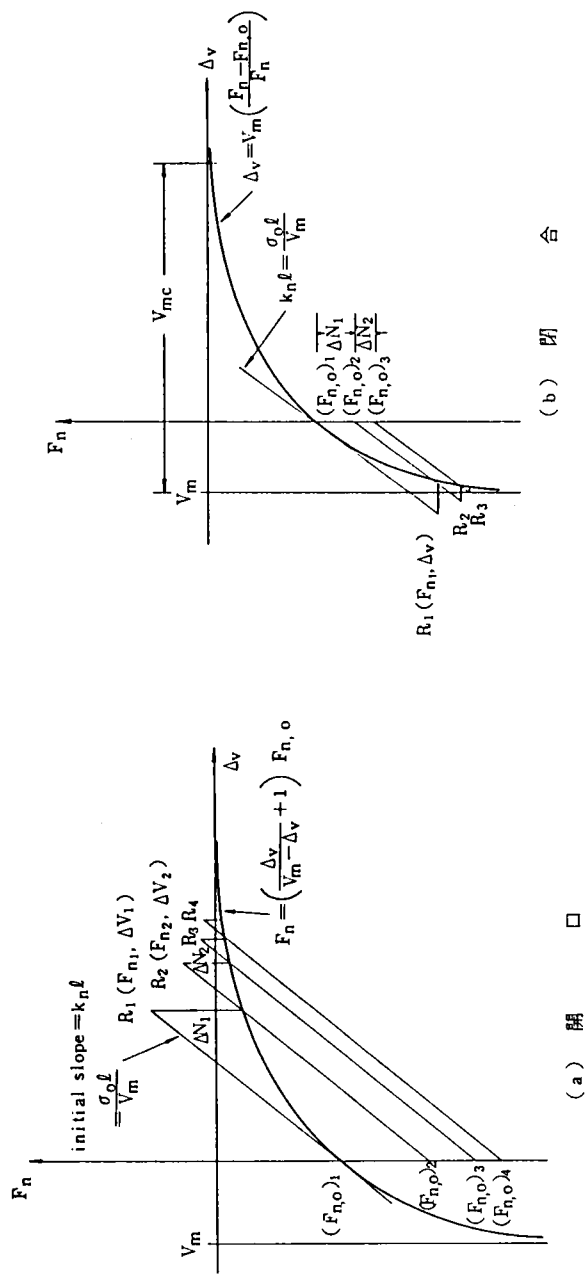


Fig. 10.6 ジョイントの反復計算過程

(2) ジョイントの閉合(closing)

ジョイントの閉合を考える場合の手順は開口の場合とほとんど同じである。

Fig. 10.6(b)を参考にして荷重伝達の式を導くと、

$$\left. \begin{aligned} F_{n,i} &= lK_n \Delta v_i + (F_{n,0})_i \\ (F_{n,0})_{i+1} &= (F_{n,0})_i + \Delta N_i \\ \Delta N_i &= \left[\Delta v_i - \frac{V_m(F_{n,i} - F_{n,0})}{F_{n,i}} \right] K_n l \end{aligned} \right\} \quad (10-23)$$

(3) ジョイントのせん断

ジョイントのせん断変形とせん断応力の関係として、Fig. 10.6(c)に示すモデルを利用する。モデルの構成関係は図中の I ~ V の範囲でそれぞれ定義されるが、せん断剛性率を K_s 、最大せん断応力を τ_0 、残留応力を τ_r とすると、修正荷重を求めるための式は以下ようになる。

$$\left. \begin{aligned} F_{s,i} &= lK_s \Delta u_i + (F_{s,0})_i \\ \Delta S_i &= \tau_l - F_{s,i} \\ (F_{s,0})_{i+1} &= (F_{s,0})_i + \Delta S_i \end{aligned} \right\} \quad (10-24)$$

一方、ジョイント内を流れる水の挙動についても多くの理論的・実験的研究が実施されており (Gale(1975))、式(10-11)の開口幅 b に関する項は流速に対し 3 乗になるという報告 (Iwai(1976)) もなされているが、本研究では式(10-10)をそのまま使用する。

10.5 解析例

上記に説明したカップリング問題の対象となる地盤工学上の事例はきわめて多いが、ここでは非常に簡単な例を 2 つ挙げる。1 つは不連続面をもつ地盤における揚水・注水問題で不連続面の材料非線形のみが繰り返し計算の対象となる。次に不連続面の近くにトンネルを掘削したときの地盤の解析である。この場合、浸出面がトンネル空洞に出現するので繰り返し計算は複雑となる。これら 2 つの解析例を用いて、本論文で示した基本式の適用性について検討する。

(1) 揚水・注水問題

解析に用いた地盤モデルでは、Fig. 10.7に示すような水平な不連続面が存在している。この地盤構成は比較的透水性のよい泥岩からなる地盤を想定しており、各材料定数はTable 10.1に示した。ここでジョイント要素は不連続面を表すものであり、その内部は水のみが充満している場合を考えている。

解析は、揚水および注水を行ったときの地盤の挙動に注目したものであり、比較のために不連続面を有しない場合の解析も適宜行った。解析は合計5つの場合を対象にしており、その内容をTable 10.2に示した。Case 1からCase 4の例はFig. 10.7の中の点AまたはBの井戸にあたるところから揚水した場合である。外的条件としてその井戸に与えた圧力変化もTable 10.2に表示されている。Case 5は点Aでの注入の例であり、井戸の圧力を上昇させている。

Fig. 10.8 はCase 1とCase 2の自由水面の経時変化を比較したものである。この図に示すように、初期の段階では自由水面の低下にあまり差が生じていないのに対し、時間が経過するにつれて、不連続面を有する場合の方の低下が小さくなり大きな差が生じている。

次に、Fig. 10.9 に流速分布を示す。ここで不連続面を有する場合の流速を、不連続面を有しない場合の1/10のスケールにおいて示している。Duguidら(1977)の指摘にもあるように、不連続面を有する地盤においては、その体積は地盤のごく一部でしかないのに対して、その流れは大部分がこの不連続面によることが認められている。この土中水の流れが不連続面により強く支配される傾向が、Fig. 10.9において示されている。この場合、不連続面内の流速は、他の多孔質体の部分に比較して1オーダーから2オーダー高くなっている。不連続面を有しない場合には、この流れの向きは全体の揚水点の方向を示しているが、不連続面を有する場合には、不連続面内の流れが卓越することにより不連続面の上部で水平流れが支配的なものとなっている。そしてまた、不連続部での流量が大きくなるため、全体的にみた場合、不連続面のないときと比べて不連続面に直交する方向への水の流れが妨げられたのと同じ形となり、結果的に不連続部で水が貯留されるという効果から自由水面の低下が小さなものになると考えられる。

次に、Fig. 10.10にCase 1とCase 2の主応力図を示した。この場合、自由水面の低下の範囲の違いにより変形量自体がCase 2の方が大きくなるので、Case 2の

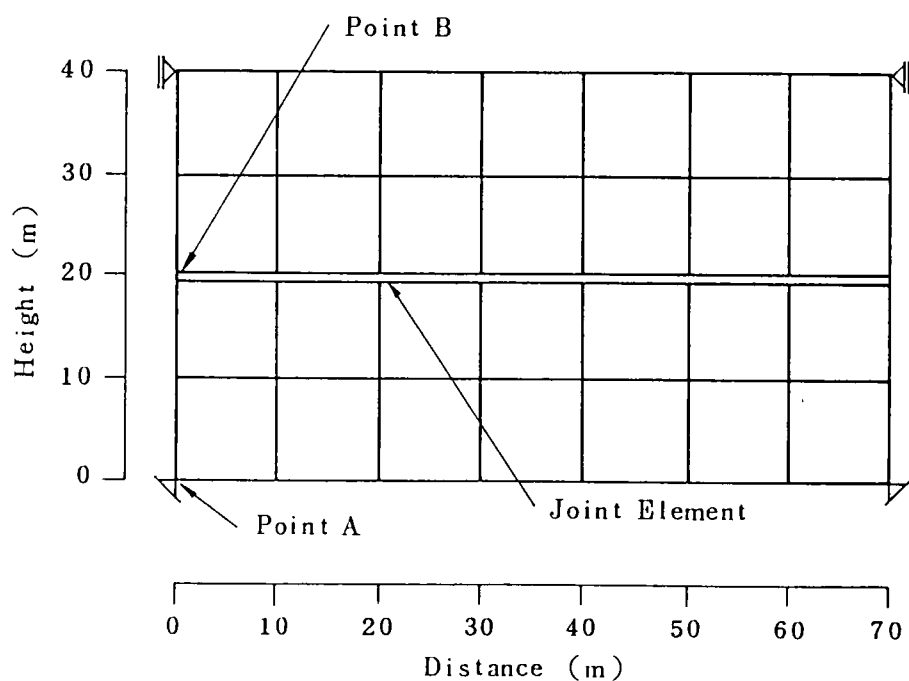


Fig. 10.7 揚水・注水問題解析モデル

Table 10.1 解析に用いた材料定数

Material Type	Material Properties
Porous Media	Young's Modulus $E=100\,000\text{ tf/m}^2$
	Permeability $k=1.0\times 10^{-7}\text{ m/sec}$
	Initial Void Ratio $e_0=0.5$
	Poisson's Ratio $\nu=0.33$
	Unit Weight $\gamma=1.6\text{ tf/m}^3$
Joint	Initial Normal Stiffness $K_n=72\,000\text{ tf/m}^3$
	Initial Tangential Stiffness $K_s=1\,000\text{ tf/m}^3$
	Initial Permeability of Joint
	$k^j=5.787\times 10^{-6}\text{ m/sec}$
	Maximum Closure $V_{mc}=0.05\text{ m}$
	Initial Aperture $V_{Int.}=0.83\times 10^{-3}\text{ m}$

Table 10.2 解析モデル一覧表

Case	Condition	Existence of Joint	Given Pressure Change at the Well
Case-1	Withdrawal at A	Yes	40 → 0 tf/m ²
Case-2	Withdrawal at A	No	40 → 0 tf/m ²
Case-3	Withdrawal at B	Yes	20 → 0 tf/m ²
Case-4	Withdrawal at B	No	20 → 0 tf/m ²
Case-5	Injection at A	Yes	40 → 60 tf/m ²

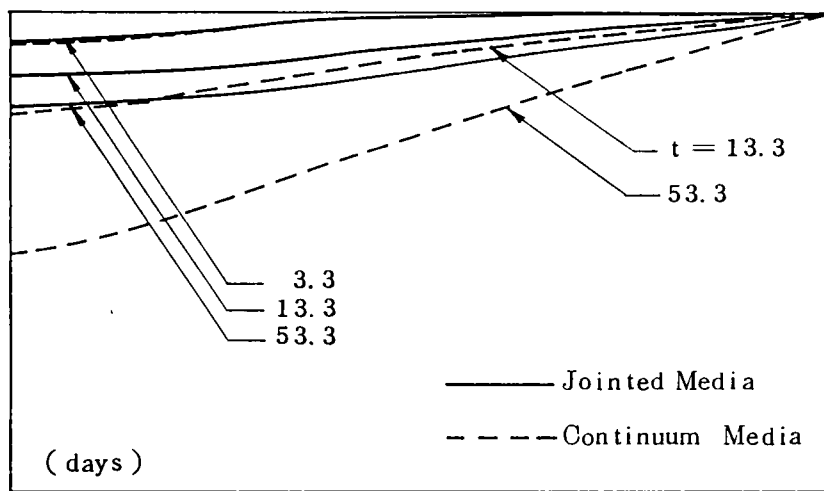
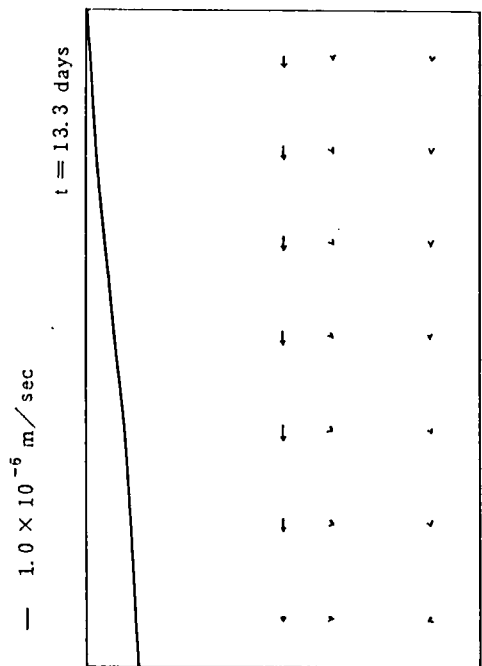
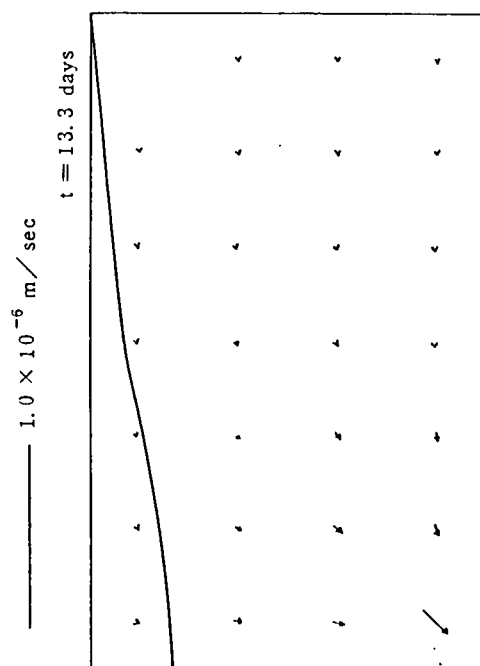


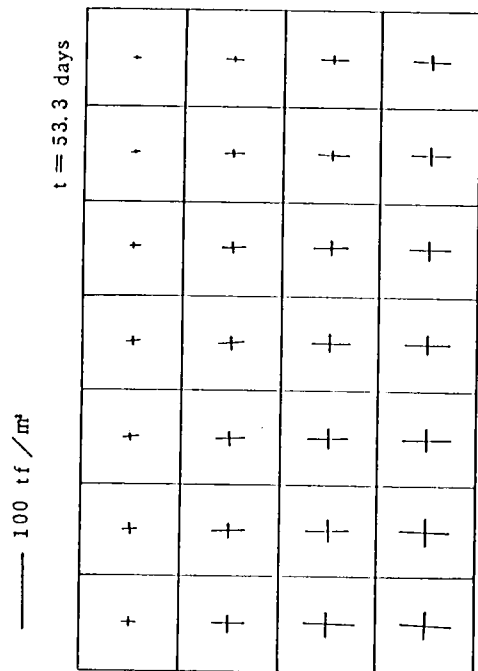
Fig. 10.8 自由水面位置の経時変化 (ポイント A 揚水)



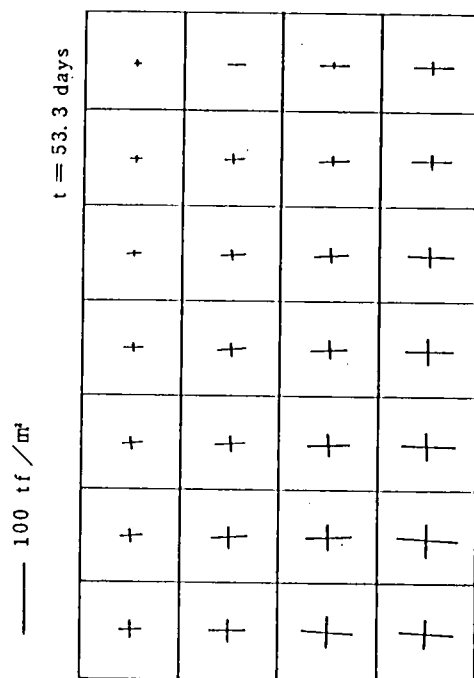
(a) Case 1



(b) Case 2



(a) Case 1



(b) Case 2

Fig. 10.9 流速分布

Fig. 10.10 主応力分布

主応力が全体的にCase 1に比較して大きくなっている。また、Case 1ではジョイントの上面での水平変位がせん断抵抗性により妨げられるために、不連続面上部での主応力軸の回転が小さくなっている。

以上は不連続面に直交する方向への流れについて注目したものであるが、Fig. 10.11に不連続面の方向へ揚水する場合（Case 3, Case 4）の自由水面の経時変化を示す。Fig. 10.8に示した傾向とは逆に、Case 3の不連続面を有する場合の方が自由水面の低下は大きくなる傾向を示している。この場合の流速分布をFig. 10.12に示すが、不連続面を有する場合の方が、広い範囲にわたって水の流れが生じているのに対して、不連続面を有しない場合には、水の流れは揚水点の近傍だけとなる傾向が認められる。したがって不連続面の方向へ揚水した場合には、その流れの卓越する方向性を利用することになり、土中水の運動は促進されることになるものと思われる。

Fig. 10.13にCase 5の注水の場合の間隙水圧分布を示した。この図に示すように、注水圧の影響は注水点の付近のみに現れ、また不連続面の影響により、この不連続面より上部への間隙水圧の伝播は妨げられるような傾向が現れている。この傾向は、Fig. 10.14の流速分布にも現れ、不連続面内の水の流れが支配的になり、これより上部での土中水の流れは小さなものとなっている。このような傾向もまた、前述の不連続面の影響によるものと考えられる。

（２） トンネル掘削問題

軸対称場においては土水中の影響半径を推定する手法が検討されている。ここでは、平面ひずみ場の解析ではあるが、Fig. 10.15に示すモデル地盤の影響半径は1000mと仮定した。なお、解析結果に対してトンネル断面から200m以上離れた領域への影響は小さいものと仮定して、以下の解析結果の図はすべて200m以下の部分のみを示した。計算に用いた定数はTable 10.1に示したものと同一である。

Fig. 10.16にトンネル掘削に伴う自由水面の経時変化を示した。自由水面の低下形状は、不連続面をはさんで折れ曲がる傾向を示す。不連続面の左右の領域での自由水面の形状を比較すると、明らかに不連続面以遠での自由水面の低下は緩やかであり、不連続面とトンネル断面との間で自由水面の低下は急激である。このような傾向は、Fig. 10.17に示す間隙水圧分布においてより顕著に現れている。この間隙水圧分布図において、初期の段階で間隙水圧の低下する領域は、トンネ

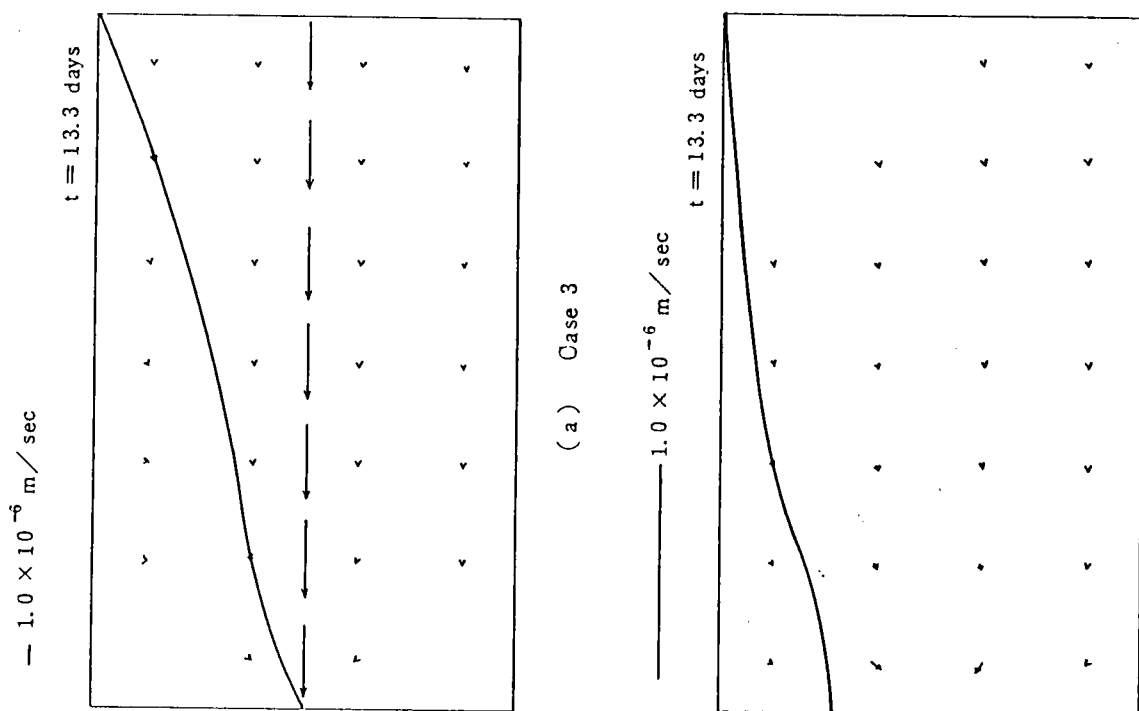


Fig. 10.12 流速分布

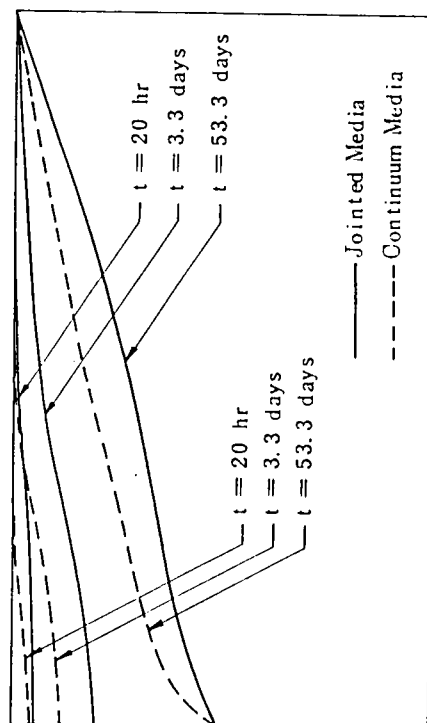


Fig. 10.11 自由水面位置の経時変化 (ポイントB揚水)

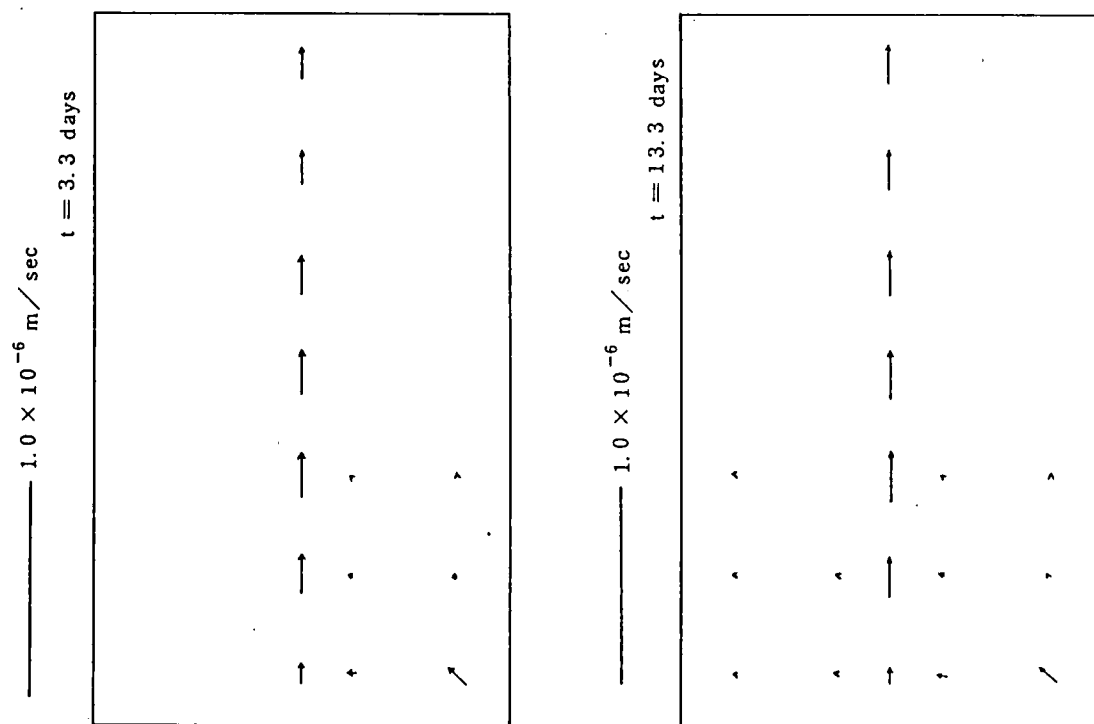


Fig. 10.14 流速分布 (Case 5)

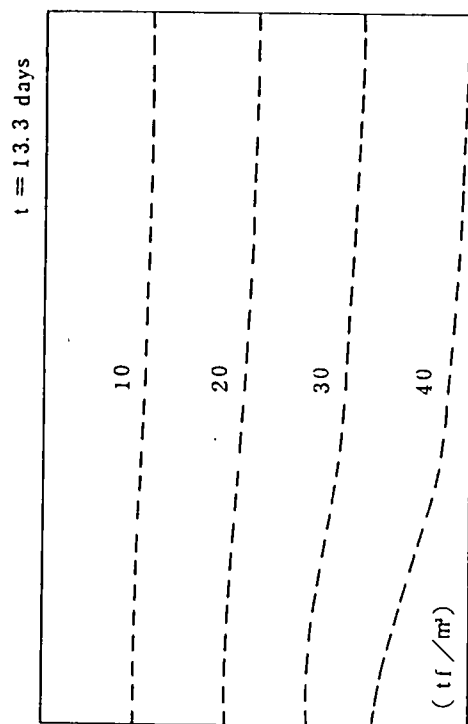


Fig. 10.13 間隙水圧分布 (Case 5)

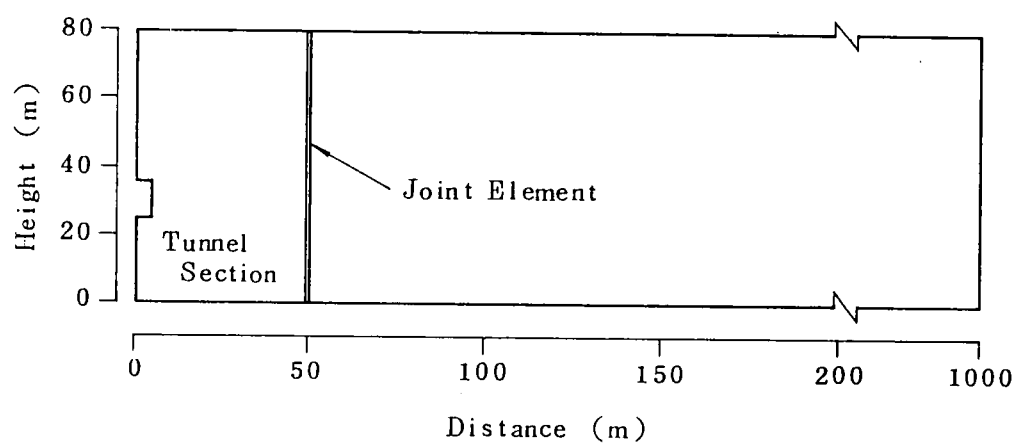


Fig. 10.15 トンネル掘削問題解析モデル

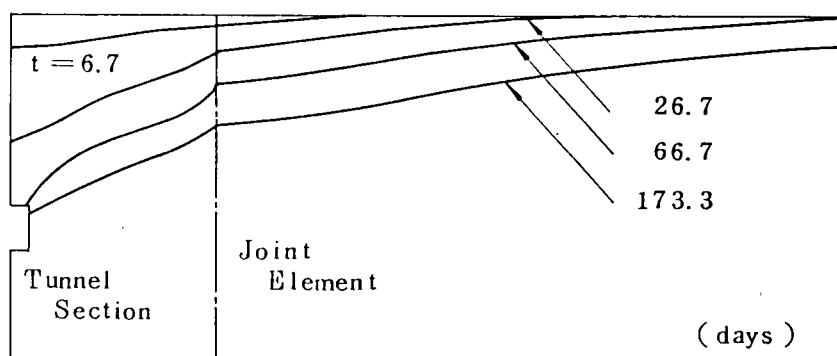


Fig. 10.16 自由水面位置の経時変化

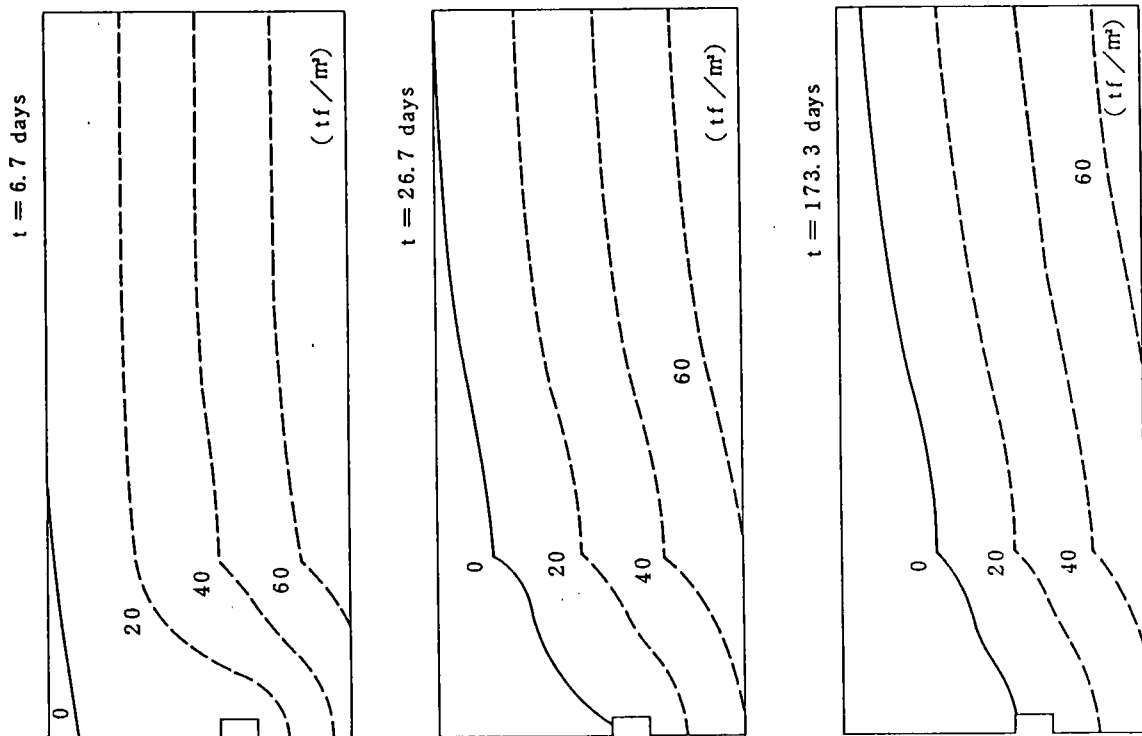


Fig. 10.17 間隙水圧分布の時間的変化

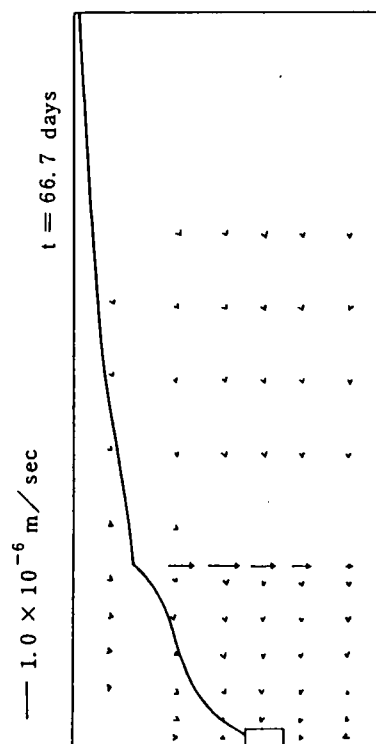


Fig. 10.18 流速分布

ル断面と不連続面との間の部分のみに限定されている。時間の経過に伴い、間隙水圧の低下の範囲はしだいに広がっていくが、間隙水圧の分布は明らかに不連続面において折れ曲がる傾向が認められる。

Fig. 10.18に示す流速分布図においても、土中水の流れは不連続面内の流れが支配的である。また、その流速は連続体部分と比べ、1オーダーから2オーダー大きくなっている。不連続面以遠では、ほとんど水平に近い流れとなり、不連続面では、その影響により鉛直な流れが生じている。つまり不連続面の透水性がその不連続面の方向に卓越することにより、不連続面以遠から内側への土中水の供給が妨げられることが予想される。したがって、Fig. 10.16の自由水面およびFig. 10.17の間隙水圧分布に示すように、不連続面とトンネル断面の間の領域での圧力の低下傾向は促進され、一方不連続面以遠の領域では逆にこの低下傾向は緩やかなものになると考えられる。

Fig. 10.19はこのときの変形図である。鉛直変位に関しては、全体的に沈下する傾向にあるが、この沈下の形状はFig. 10.16に示す自由水面の低下の形状と類似している。つまり、自由水面の低下と同様に不連続面より内側ほど大きな鉛直沈下量を示している。これは、不飽和領域の発生による浮力の消散に伴う荷重条件の変化の影響によるものと思われる。水平変位に関しては、土中水の運動の方向性により、全体的に深さ方向に対して多少ではあるが上ほど大きくなる傾向を示す。なお、この図に示していないトンネル断面より200m以上離れた領域では、鉛直変位と水平変位はそれぞれ横方向および縦方向に一様な変形になっている。不連続面自体の変形状態に注目して、ジョイント要素の変形形態をFig. 10.20に示した。初期の段階では左右の両面は、微小でかつほとんど同じような変形をするので、明確な差は生じていない。しかし、時間の経過とともにしだいに開いていく傾向にあるが、これは以下のような理由によるものと考えられる。前述のように、不連続面においては土中水の流れが阻止され、下方に流れることにより間隙水圧の不連続性が生じる。このために、不連続面より内側の領域で間隙水圧の低下が急激になることが認められる。つまり、一度貯留された土中水がトンネル方向へ移動しようとする力が、不連続面へ流入しようとする力より大きくなり、全体的に領域がトンネル方向に変形するとともにトンネル断面に近い方の面が比較的大きく水平に変位しようとすることになる。

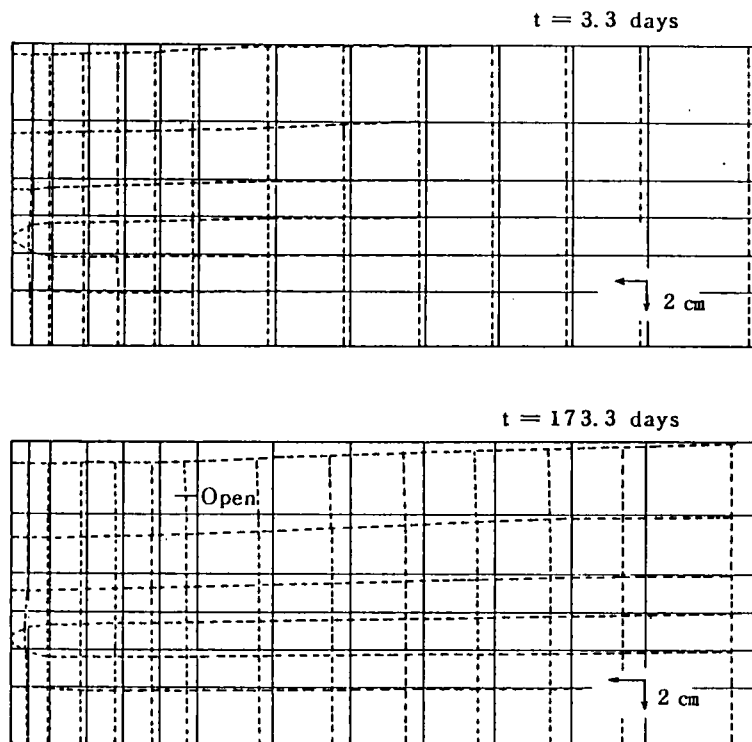


Fig. 10.19 トンネル掘削と地下水流出による変形

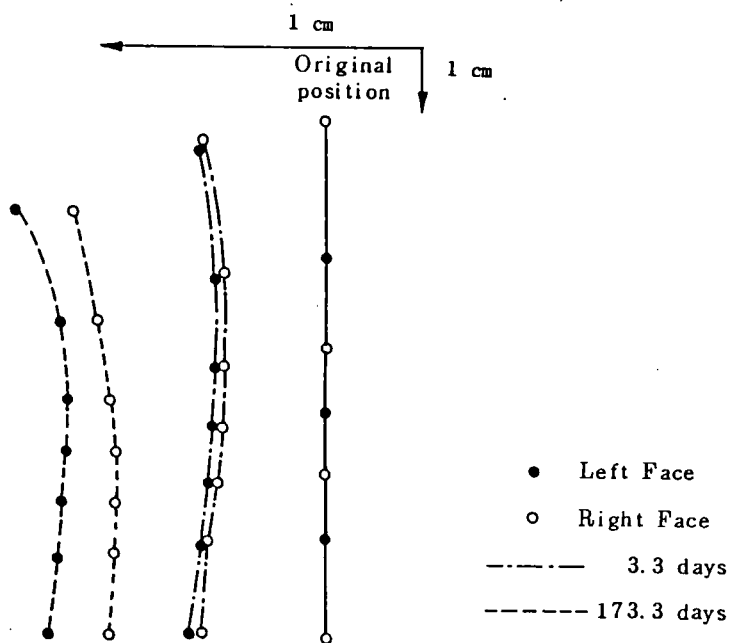


Fig. 10.20 ジョイント要素の変位

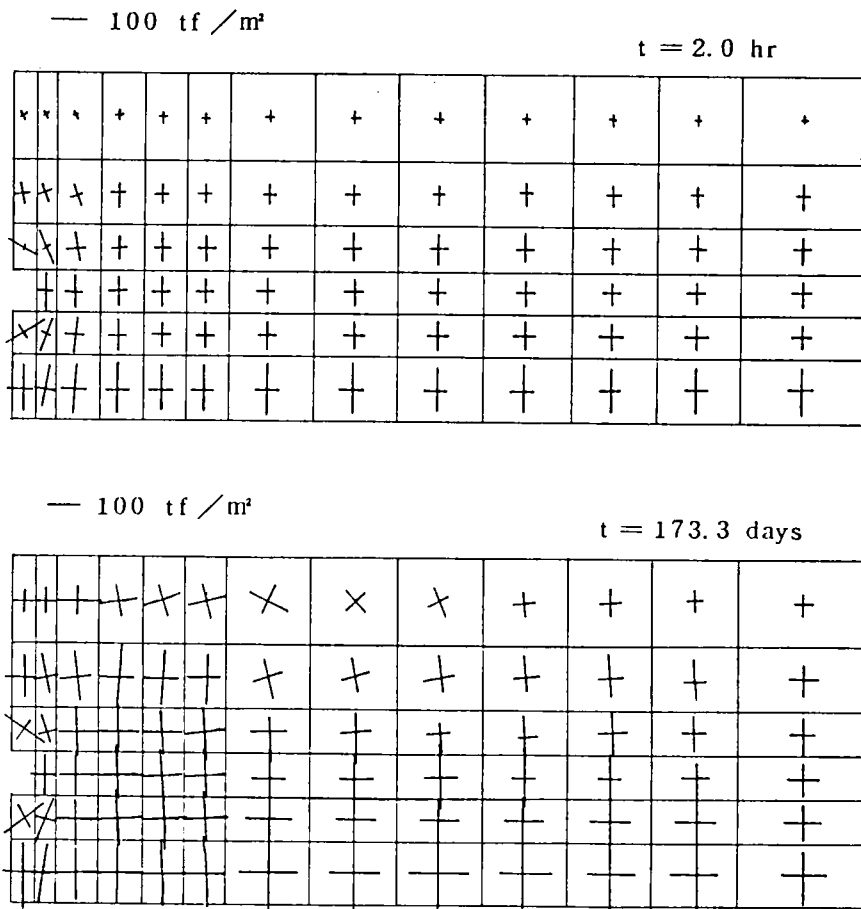


Fig. 10.21 主応力分布

次に、Fig. 10.21に主応力分布図を示した。この図において、初期の段階では、応力の変動は変形と同様にトンネル断面の周辺でのみ生じている。また、トンネル断面から離れた部分では、一様な変形をするために主応力軸の回転があまりみられず、鉛直有効応力および水平有効応力がそれぞれ主応力となり、一様に応力が増加している傾向がみられる。この図において注目されることは、自由水面の低下に伴い不飽和領域になる部分での主応力の変化状況である。この領域では、徐々に水平方向の変形が増加することにより、水平有効応力が増加し、部分的には鉛直有効応力よりも大きくなる。このために、主応力軸の回転が生じる。また、不連続面が不飽和領域になる場合、これに隣接する部分において、この傾向が特に顕著になっていると思われる。

10.6 個別要素法による応力・変形と浸透連成解析

不連続面を含む岩盤の有限要素法解析の致命的な欠点は、不連続面の変形が大きくなったとき、その面における岩盤の分離が表現できないことである。これは有限要素法においては節点で力の受渡しを行なっているため、一旦節点が離れると節点の挙動を制御する機構が働かなくなり、数値解が発散してしまうことによる。この欠点を克服するために開発された解析モデルとして Cundall による個別要素法 (Distinct Element Method、以下 DEM と略す) がある (Cundall (1974))。

DEM は、節理や弱面の内在する岩盤を、ジョイントで区切られた準剛体ブロックによって表わし、系における大きな変形を、微小時間ごとに追跡して行おうとするものである。すなわち、離散的なブロックの二次元的集合として岩盤をモデル化するもので、系内でのブロックの変位および回転運動の大きさは、全く限界を与えられていない。また、どのブロックがどのブロックに接触するかということも、自由である。これらは、ブロックの相互作用を受けて、支配方程式である運動方程式によって決定される。さらに、ブロック間の相互作用は、摩擦則と、垂直およびせん断方向の剛性によって決定される。ここで使用されるパラメータは簡単なものであり、また数少ないのも本方法の特徴である。

構造物の破壊が発達していく様子が、Fig. 10.22 の例のようにモデル化される (Cundall ら (1977))。ここで注目すべきは、破壊モードが自動的に選択されることである。すなわち、接触による力の伝達と、それを用いて解かれた運動方程式の解によって定められる系内の変形は、最も安定度の低い方向へブロックが移動することで、崩壊機構を構成するからである。

また、DEM における主要な近似は、変形が岩塊 (ブロックとして表わされる) の表面に沿って生ずるという点である。これは、剛体ブロックの表面に薄い仮想弾性膜を仮定することで表現されているが、この結果、変形がジョイント表面に沿った運動によって支配される状況における最良の解を与えることを保証するといわれている。しかし一方では、岩自体の変形が、ジョイント表面での動きと同じオーダーである場合には、この方法は不向きであり、逆に有限要素法等による解析手法がより良い解を与えると思われる。したがって、DEM の利用に適するのは、岩盤内の拘束圧が低く、また、ジョイントに傾斜がある場合などであり、系全体として外的条件 (荷重など) に対して剛性が低いような場合を想定した問

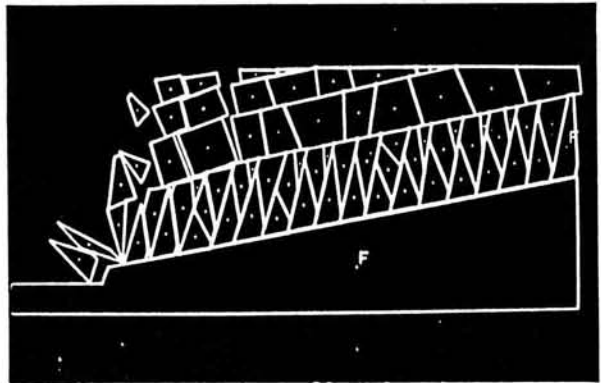
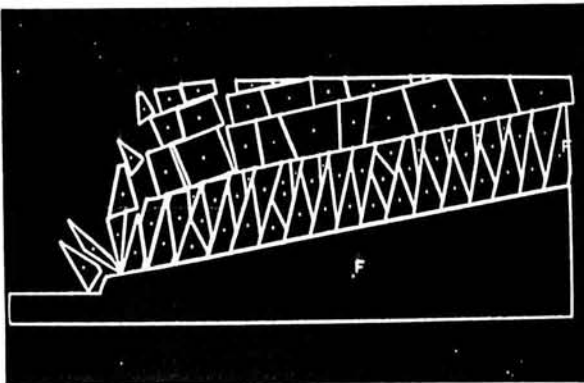
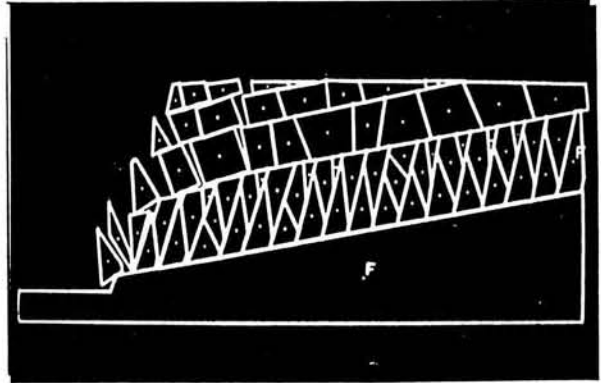
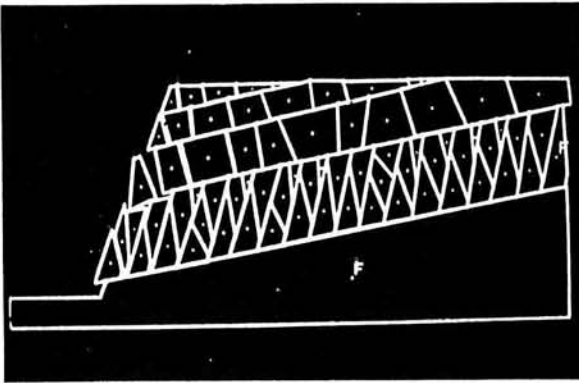
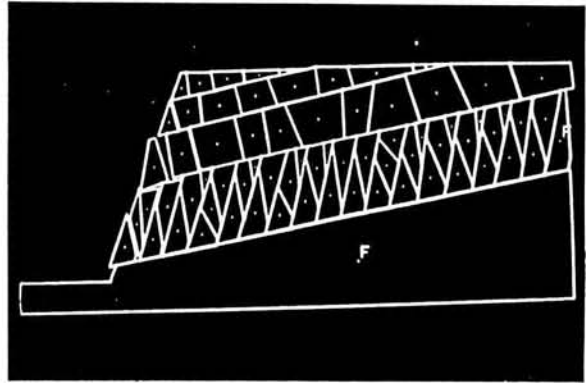
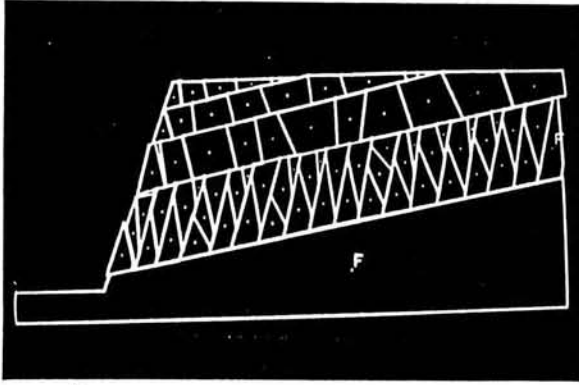


Fig. 10.22 岩盤斜面の破壊 ($\phi = 30^\circ$)

題に対して用いるようにすべきである。

コンピューター・プログラムとして特徴的であり、かつ、実用的な点は、グラフィック機能を活用して、CRT画面上に、時間の経過にともなう系内のブロックの動きや破壊の進行の様子を視覚的に追跡し得ることである。これは、支配方程式である運動方程式を、微小時間間隔ごとにくり返し計算を行う方式で、陽な形で解いているためであり、これによって、各時刻でのブロックの動きを陽に定め得るからである。ジョイント表面に沿っての分離やすべり、ブロックのインターロッキングなどの経路依存現象を明確に追跡する上でも、適切な計算方法であるといえる。

(1) DEMの手法の概要

DEMにおける計算のロジックは、ブロック間の相互作用によって各ブロックが受ける力を求め、それを用いて、各ブロックごとに立てられた運動方程式を微小時間ごとの積分によって解き、その解であるブロックの加速度、速度、位置から新たな相互作用による力を定めるというものである。これをくり返し計算することによって、時間的な変形挙動の追跡を行う。

この手法において行なわれている基本的な仮定は次のとおりである。

- 1) 任意形状の岩塊を、その形状の剛体要素で表現する。
- 2) 岩塊相互の間に、接触力が作用する。
- 3) 接触力は、ひとつの岩塊の隅角部と他の岩塊の面との間で生ずる。
- 4) 接触力の増分は、微小時間の前後における接触点での時間増分に比例し、これを打ち消すように働く。
- 5) 接触状態にない岩塊では接触力は0とし、これによって分離状態を表現する。
- 6) 接触力は、せん断成分 S と垂直成分 N とに分けて考えるが、 $|S| \leq \mu N$ (μ は摩擦係数) を満足するように S を制限する。
- 7) 要素の代表点は、要素の重心にとり、この点において各ブロックの運動方程式を立てる。

ブロックの接触の様子と接触力の関係を示したのが、Fig. 10.23 および Fig. 10.24 である。時間 Δt の間に生じた頂点 P_c の辺 \overline{AB} に関する相対変位の増分を、辺 \overline{AB} について垂直方向とせん断方向 (Δu_n および Δu_s) に分解し、こ

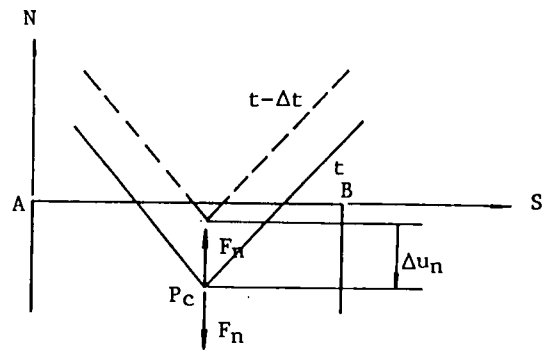


Fig. 10.23 垂直方向の接触力

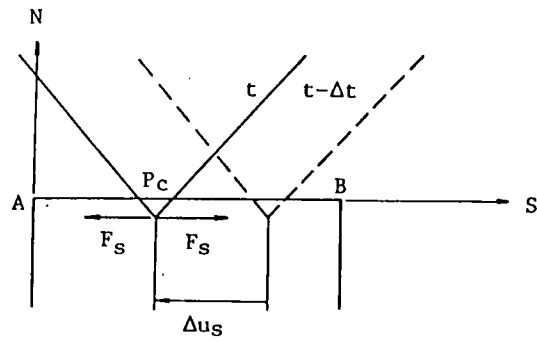


Fig. 10.24 せん断方向の接触力

れに比例する形で接触力の増分を定める。Fig. 10.23およびFig. 10.24で、 N 、 S はそれぞれ辺 \overline{AB} に関しての垂直方向およびせん断方向を示す局所座標系である。

接触力の機構は、Voigt のばね-ダッシュポットモデルを仮定している。垂直、せん断方向のばね剛性を k_n 、 k_s 、ダッシュポットの粘性を η_n 、 η_s とすると、Fig. 10.23の ΔF_N 、Fig. 10.24の ΔF_S は

$$\Delta F_N = -k_n \Delta u_n - \eta_n \Delta \dot{u}_n \quad (10-25)$$

$$\Delta F_S = -k_s \Delta u_s - \eta_s \Delta \dot{u}_s \quad (10-26)$$

と表わされる。ここに、 Δu_n 、 Δu_s は、それぞれ時間 Δt の速度増分の垂直およびせん断方向成分であり、これはさらに

$$\Delta \dot{u}_n = \Delta u_n / \Delta t, \quad \Delta \dot{u}_s = \Delta u_s / \Delta t \quad (10-27)$$

と表わされ、結局、接触力の増分が、変位増分より式(10-25)、(10-26)によって決定される。これから、時刻 t における接触力 $F_{N/t}$ 、 $F_{S/t}$ は

$$F_{N/t} = F_{N/t-\Delta t} + \Delta F_N \quad (10-28)$$

$$F_{S/t} = F_{S/t-\Delta t} + \Delta F_S$$

と表わされるが、仮定5)、6)より、これに次の制限を与える。

$$F_{N/t} < 0 \quad \text{のとき} \quad F_{N/t} := 0$$

$$|F_{S/t}| > \mu F_{N/t} \quad \text{のとき} \quad |F_{S/t}| := \mu F_{N/t} \quad (10-29)$$

ここで、 $:=$ は、左辺を右辺でおきかえることを意味し、 μ は摩擦係数である。また、 $/t$ は、時刻 t における値であることを示す。

このように、全てのブロックについて、その接触の状態を調べ、接触力を定めていく過程で、計算時間短縮のために、ボックスと呼ばれる手法をプログラム内で用いている。まず、Fig. 10.25の様に、全領域を正方形の格子(ボックス)に分割し、各時刻におけるブロックの各頂点の所属するボックスの番号を記憶しておく。これによって、例えば、辺 \overline{AB} について接触を調べる場合には、図の黒く描いた部分のボックスに頂点を持つブロックとの間の接触の有無、或いは、変位増分だけを調べればよく、ブロックの総数が増える程、計算時間の大幅な短縮をもたらす。

次に、各ブロックに関する運動方程式と、それより変位増分を計算する手順を示す。Fig. 10.26は、ブロックにおける動的平衡状態を考えるものである。

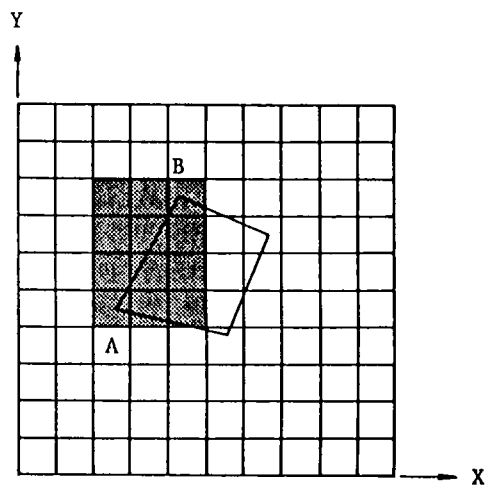


Fig. 10.25 領域分割と調査対象ボックス

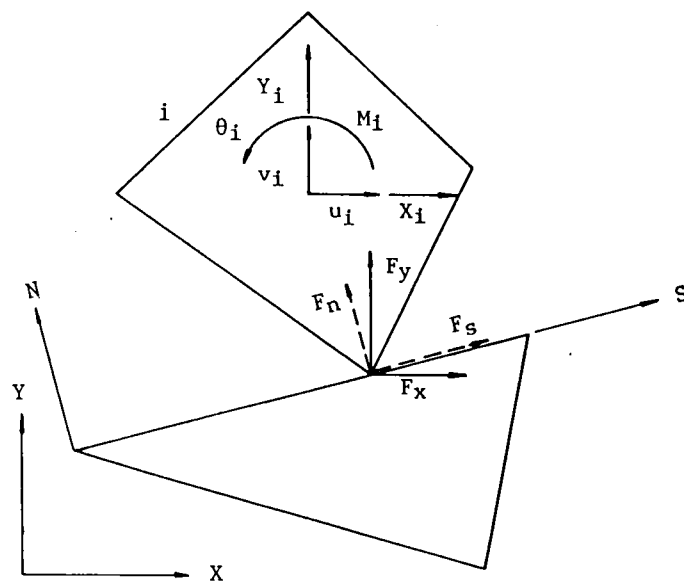


Fig. 10.26 剛体ブロックの動的平衡

図で、S、Nは接触辺に関する局所座標系、X、Yは全体座標系であり、接触力 F_N 、 F_S は、全体系によって、 F_X 、 F_Y に変換される。 u_i 、 v_i 、 θ_i は、ブロックiのX、Y方向変位および回転方向変位である。 X_i 、 Y_i 、 M_i は、それぞれ、重心に作用する外力および外力モーメントであり、これと、変換された接触力 F_X 、 F_Y による重心への作用から、次の運動方程式が立てられる。

$$mu_i = X_i + \sum_c F_X$$

$$mv_i = Y_i + \sum_c F_Y \quad (10-30)$$

$$I\theta_i = M_i + \sum_c \{F_Y(X_c - X_s) - F_X(Y_c - Y_s)\}$$

ここで、mはブロックの質量、Iは慣性モーメント、 X_c 、 Y_c は接触点の座標、 X_s 、 Y_s はブロックの重心座標であり、 Σ_c は全ての接触点について和をとることを意味する。

これを、以下の様に解くことで、微小時間 Δt 後の新しいブロックの速度、変位増分が得られる。

$$u_{i/t} = u_{i/t-\Delta t} + \frac{X_i + \sum_c F_X}{m} \Delta t$$

$$v_{i/t} = v_{i/t-\Delta t} + \frac{Y_i + \sum_c F_Y}{m} \Delta t \quad (10-31)$$

$$\theta_{i/t} = \theta_{i/t-\Delta t} + \frac{\sum_c \{F_Y(X_c - X_s) - F_X(Y_c - Y_s)\}}{I} \Delta t$$

$$\Delta u_i = u_{i/t} \Delta t$$

$$\Delta v_i = v_{i/t} \Delta t \quad (10-32)$$

$$\Delta \theta_i = \theta_{i/t} \Delta t$$

以上で、ブロックの位置が新しく計算され、CRT画面上に表示されるとともに、ひきつづき次の計算ステップにはいる。このくり返しによって解析を行うのがDEMの手法である。

ところで、DEMに水圧の影響を考慮にいった基本式を作成するにあたり、次の仮定を設けた。まず、水流が岩盤のブロックにおよぼす浸透力および粘性の影響は無視するものとし、また岩盤のブロックは不透水性とする。

Fig. 10.27に示すように、水圧分布をボックスの頂点ごとに与え、これを各ボックス内で線形的に内挿する。すなわち、あるブロックの一辺が図中の ℓ 番目 ($1 \leq \ell \leq n$) のボックスを横切っているなら、ボックス内を局所座標 $\xi - \eta$ 軸によって規定し、圧力分布式

$$\phi = \sum_{i=1}^4 \phi_i \cdot N_i \quad (10-33)$$

を考える。ここに、 N_i は内挿関数で、

$$\begin{aligned} N_1 &= \frac{1}{4}(1-\xi)(1-\eta), & N_2 &= \frac{1}{4}(1+\xi)(1-\eta) \\ N_3 &= \frac{1}{4}(1+\xi)(1+\eta), & N_4 &= \frac{1}{4}(1-\xi)(1+\eta) \end{aligned} \quad (10-34)$$

である。これを用いてFig. 10.28のように水圧によりブロックに作用する力とモーメントを次式で得る。

$$F_N = \sum_i \frac{\partial \xi}{\partial X} \sqrt{1 + \left(\frac{dY}{dX}\right)^2} \cdot \int_A^B P(X) \cdot dX \quad (10-35)$$

$$M = \sum_i \frac{\xi}{X} \sqrt{1 + \left(\frac{dY}{dX}\right)^2} \cdot \int_A^B P(X) \cdot ARM(X) \cdot dX$$

Σ は、ブロックのすべての辺にわたってこの積分を行うことを意味し、 $ARM(x)$ はブロックの重心から F_N の作用線に降ろした足の長さである。

これを、接触力と合わせて、ブロック中心における運動方程式に加える。

(2) 個別要素法の解析例

Fig. 10.29(a)(b)(c)(d)は、計算例としてせん断面の入ったかぶりの浅いトンネルの上部での破壊の様子を追跡したものである。この例では、DEMによる結果がどのようなものとなるかを見ることを主目的にしており、各パラメーターの値は便宜上無名数で与えてある。図は、剛性定数 $k_n = k_s = 10^8$ 、減衰パラメーター $\eta = 0$ 、摩擦角 $\phi = 5^\circ$ とした場合の崩壊過程を、500 ステップごとにプロット

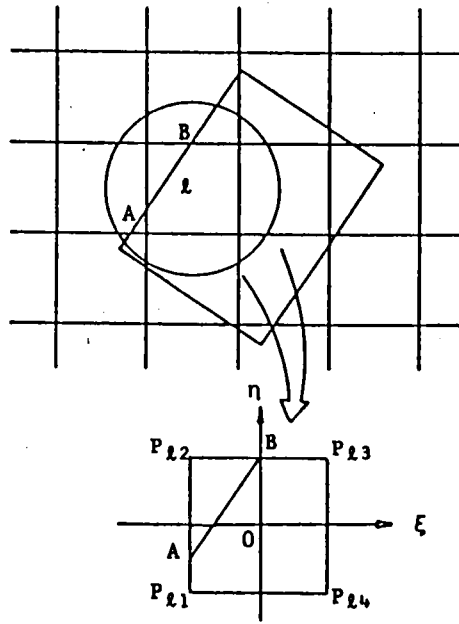


Fig. 10.27 ボックス内の局所座標系

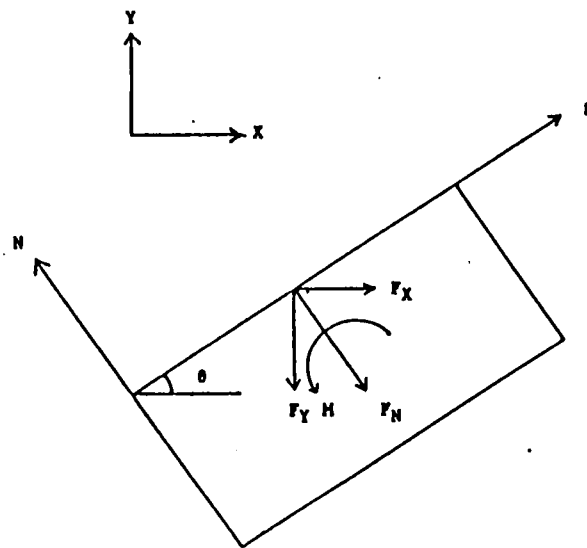


Fig. 10.28 水圧による力とモーメント

したものである。時間間隔は、剛性と各ブロックの重量より決定され、ここでは $\Delta t = 2.0 \times 10^{-4}$ である。また、図の左端のブロックおよび最下端の2つのブロックは固定され、変位を生じないものとする。

図から明らかな様に、最も不安定な状態を呈している*印のブロックがまず落下し、それと同時に、中央部分のブロックがせん断面に沿ってすべり破壊の様相を示している。また、右側の部分では、斜めに入ったせん断面と上からの圧力とによって外側へ押し出されるブロックも見られ、この部分に大きな力が加えられていると考えられる。

また、他の条件を同一にし、摩擦角だけを $\phi = 15^\circ$ にとって同じモデルで解析を行ったところ、今度は最初の状態のまま変形せず、このモデルでは、摩擦による影響がジョイントでの挙動の大きな要因となっていると思われた。図の崩壊した場合には*印のブロックが少し左側へ押し出されるようにして転落しており、最初の位置では、ブロックの右端が、ちょうど上下のブロックにはさまれたような位置にあることから、この部分での摩擦抵抗が全体の安全性を大きく左右していることになる。

次に、Fig. 10.30に示される流線網に沿うような圧力分布の場が存在する空間を想定した場合において、物体を自由落下させたときの挙動を追跡したものが、Fig. 10.31の解析例である。明らかに重力のみが作用する空間での落下挙動とは異なったものとなっている。全てのブロックが流線網に沿った圧力によって大きく右方向へ流されると同時に、この図からは識別しにくいですが、ブロックは重心回りのモーメントの作用を受けて回転運動を起こしている。特に、右端のブロックの周辺では、ブロックに上向きの力が加わるため、他の2つのブロックと比べて落下速度も極端に小さく、モーメントの作用による回転運動も視覚的に確認できるものとなっている。

Fig. 10.32はジョイント要素の有限要素法で格子状に不連続面を持つ岩盤の井戸から揚水と注水を行った時の解析結果である（Gale(1975)）。ブロックが変形するかしないかで、またブロックの（ひいては不連続面の）変形性によって井戸周辺の水圧分布が大きく変わることがよく表されている。同じ条件で水圧を考慮したDEM（ただし、剛体の場合と多少の変形性のある場合のみ）を用いた解析の結果は、Fig. 10.32とほぼ一致していた。また、変形図について変形量を1万

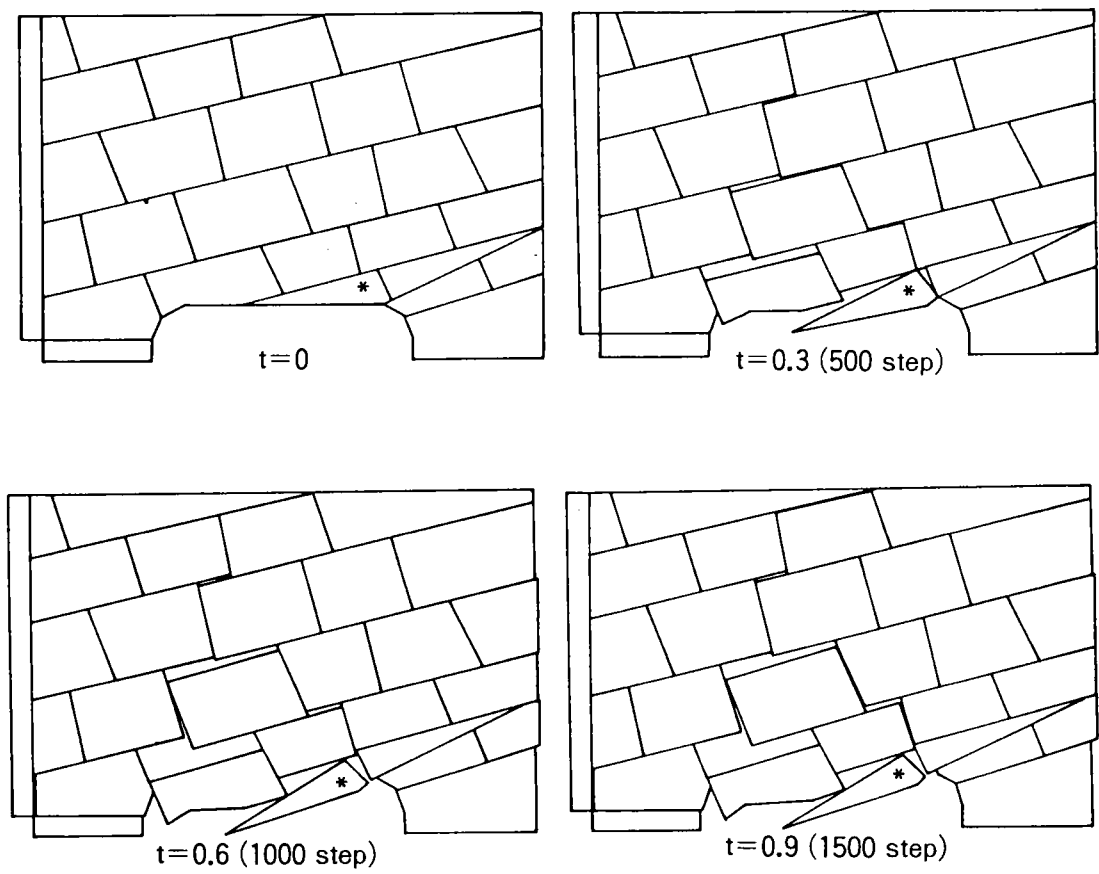


Fig. 10.29 トンネルの破壊

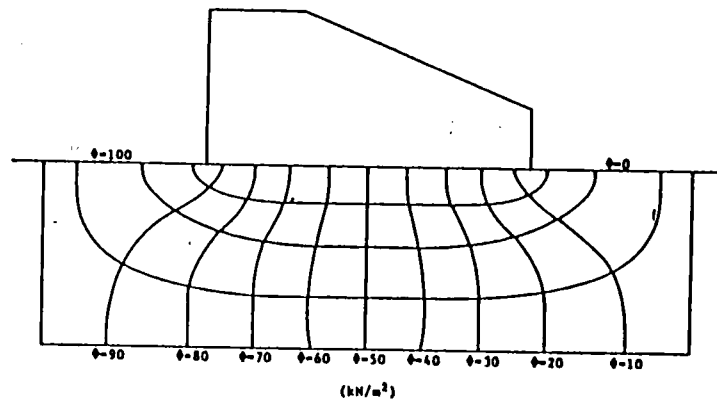


Fig. 10.30 圧力分布を与える流線網

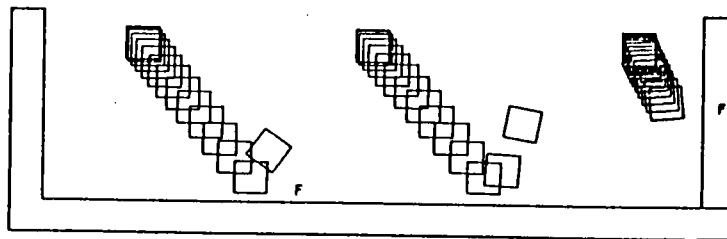


Fig. 10.31 圧力分布の存在する空間での
ブロックの落下挙動

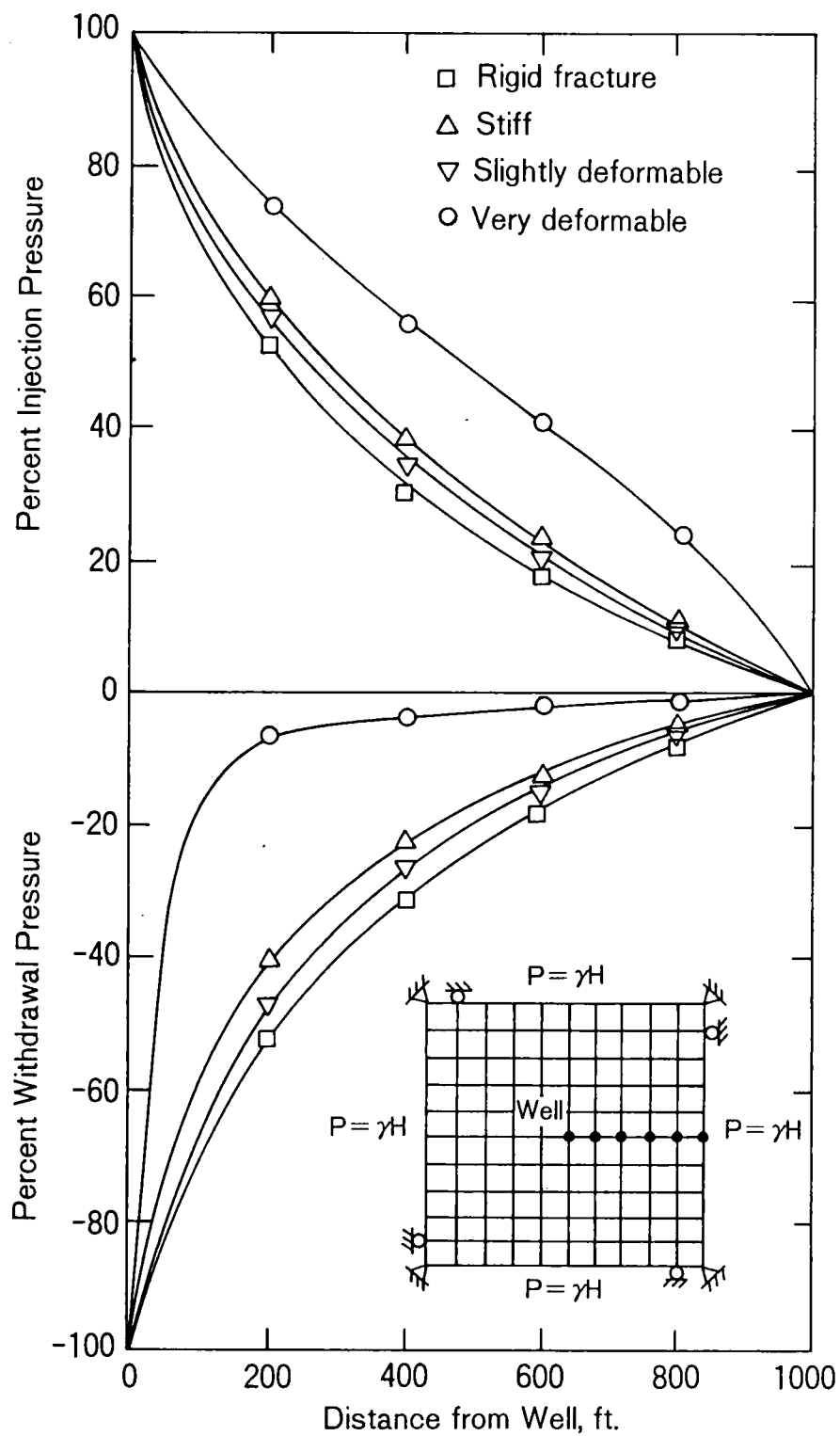


Fig. 10.32 直交割れ目系岩盤中の井戸における揚水および注水時の水圧分布

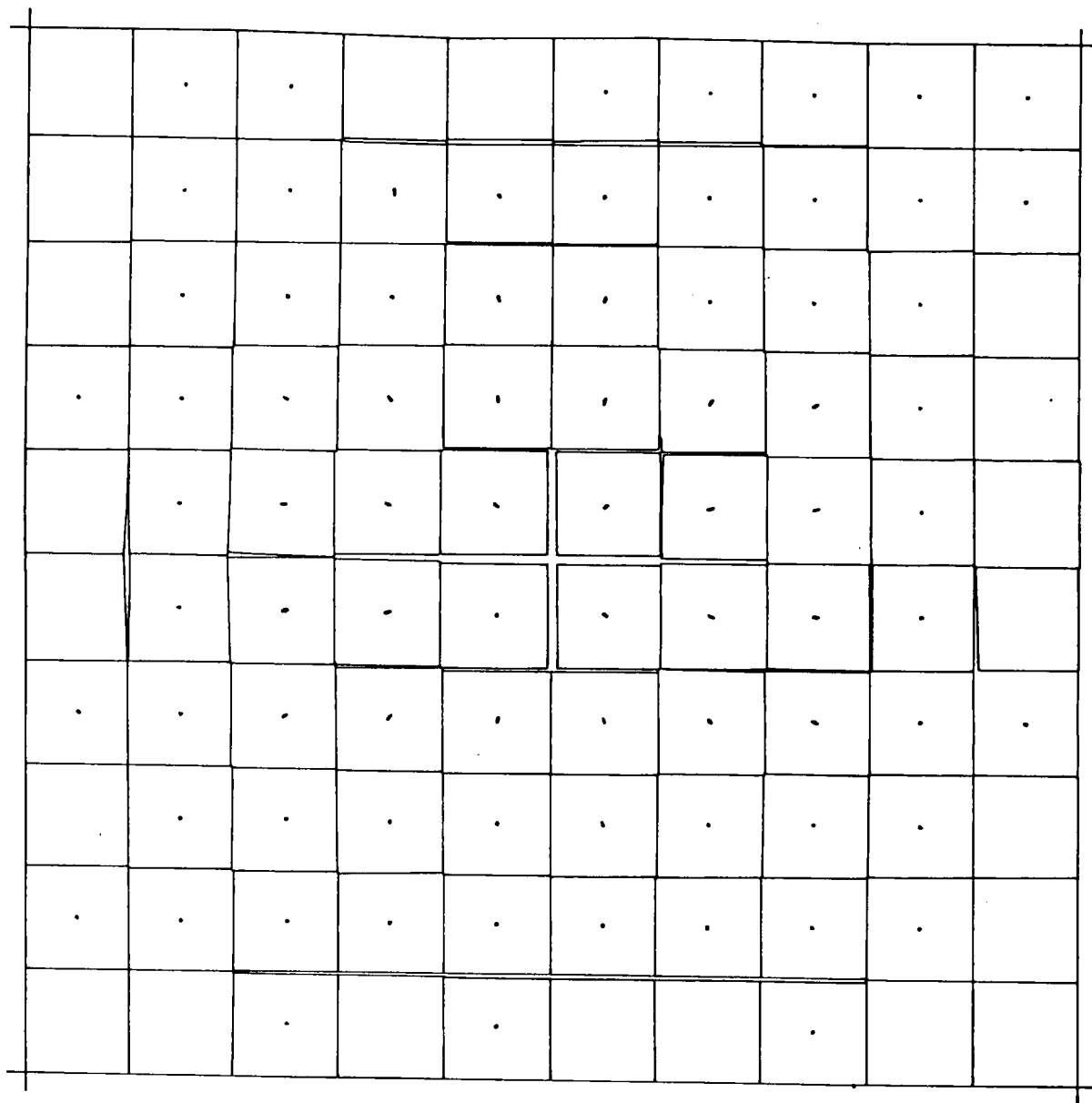


Fig. 10.33 増分水頭40mで注水したときの井戸周辺の
割れ目変位分布（変位量10000倍に拡大）

倍に拡大してFig. 10.33に示す。Fig. 10.33は井戸の水頭を静水圧状態より40 mまで増加させたときの結果であり、不連続面の開きが階段状になっているのが興味深い。

10.7 まとめ

本研究では、現実の地質条件その他により問題となる不連続面を有する地盤ならびに岩盤の一般的な挙動を解析する手法を提示した。その特徴は応力・変形解析と浸透流解析を同時に連成問題として取り扱うことであり、その骨子は1つは有限要素法であり、もう1つは個別要素法である。有限要素法では不連続面を表現するものとしてジョイント要素を採用し、ジョイント内の水の流れは平行板モデルを想定し、非圧縮性流体の理論から導いた式を1次元アイソパラメトリック要素を用いて定式化した。また、連続な岩体の多孔質部分と不連続面の間の内部境界での流出および流入を2つのメディアでの相互作用としてとらえ、これを考慮した。

個別要素法は、不連続性岩盤の動的崩壊過程を解析する方法として開発されたものである。この手法は、剛体（基礎式を変えると多少の変形も考慮できる）で表される各要素の境界部分の接触力およびそれによって引き起こされる要素の変位を運動方程式の時間差分によって各時間ごとに追跡していくもので、経路依存や時間依存の問題に有効で物理量の離散化により大変形問題に対しても適用が可能になっている。本研究では個別要素法の中に水の影響を取り扱うことができるように工夫をこらし、解析例を示した。

モデル岩盤および地盤の解析結果によると、地盤の中の水の運動は不連続面の存在に強く影響され、不連続面に沿う方向への流れは促進されるが、それと直交する流れは妨げられるという傾向が認められている。応力・変形特性も不連続面の存在により、連続性解析と大きく異なった結果が得られる。

井戸試験の注入シミュレーションでは、割れ目の変形を考慮すると流れの形態が大きく変わり、従来の井戸曲線を使用しての結果の解釈を再検討する必要があることを示唆している。従来理論を用いるには、非常に低い水圧、例えば静水圧の10分の1以下で試験するか、水圧パルスによるかのいずれかが推奨される。

本研究においては、不連続面の透水性が他の部分よりかなりよい例を解析した。

しかし、不連続面内が風化して粘土化した土が詰まっていて逆に透水性が悪化しているような場合も考えられるが、計算手法上は定数の変更だけで対応できる。

このように複合した、かつ幾何学的に複雑な境界条件や岩盤特性の変化は水圧分布や流速を予測しがたいまでに変化させることは確かである。しかしながら、ここに述べたような解析方法の進歩は岩盤の力学、水理学的な挙動の把握に便利な道具を提供することになり、ひいては最適の実験方法や設計の開発に結びつくことになる。ここに示した手法は、不連続性岩盤の応力・変形・浸透流解析に限らず、岩盤へのグラウト解析、構造物と地盤あるいは異種材料間の接触や剥離の解析など非常に広い応用範囲があるものと思われる。

第 10 章 参 考 文 献

- 赤井浩一・大西有三(1980): 岩盤および構造物基礎の浸透流に関する調査と設計手法の研究－岩盤の透水性を決定する手法についての検討、防災研究協会。
- Bernaix, J. (1969): New Laboratory Methods of Studying the Mechanical Properties of Rocks, Int'l J. of Rock Mech. and Mining Sci., Vol.6, No.1, pp.43-90.
- Cundall, P.A. (1974): A Computer Model for Rock-mass Behavior Using Interactive Graphics for the Input and Output of Geometrical Data, Report MDR-2-74.
- Cundall, P.A., Voegele, M. and Fairhurst, C. (1977): Computerized Design of Rock Slopes Using Interactive Graphics for the Input and Output of Geometrical Data, 16th U.S. Symposium on Rock Mech., pp.5-14.
- Duguid, J.O. and P.C.Y. Lee (1977): Flow in Fractured Porous Media, Water Resource Res., Vol.13, No.3, pp.558-566.
- Gale, J.E. (1975): A Numerical, Field and Laboratory Study of Flow in Rocks with Deformable Fractures, Ph.D. Thesis, Univ. of Calif., Berkeley, Calif.
- Goodman, R.E. (1976): Methods of Geological Engineering, West Pub. Co. (日本語訳、赤井ほか: 不連続性岩盤の地質工学、森北出版)。
- Goodman, R.E. and C.St.John (1977): Finite Element Analysis for Discontinuous Rocks, Chapter 4, numerical Methods in Geotechnical Engineering, Ed. by Desai and Christian, McGraw-Hill, pp.637-646.
- Goodman, R.E., R.L.Taylor and T.L.Brekke (1968): A Model for the Mechanics of Jointed Rock, J. of GT Div., ASCE, Vol.94.
- Gringartain, A.C. and P.A. Witherspoon (1972): A Method of Analysing Pump Test Data from Fractured Aquifers, Proc. Symp. on Percolation Through Fissured Rock, Stuttgart, pp.T3-B 1-9.
- Iwai, K. (1976): Fundamental Studies of Fluid Flow Through a Single Fracture, Ph.D. Thesis, Univ. of Calif., Berkeley, Calif.

- Maini, Y.N.T. (1971): In Situ Hydraulic Parameters in Jointed Rock—Their Measurement and Interpretation, Ph.D. dissertation, Imperial College, London.
- Noorishad, J., P.A. Witherspoon and T.L. Brekke (1971): A Method of Coupled Stress and Flow Analysis of Fractured Rock, TE-71-6, Univ. of Calif., Berkeley, Calif.
- 大西有三・村上 毅 (1980): 有限要素法による地盤の応力・変形を考慮した浸透流解析、土木学会論文報告集、No. 298, pp. 87-96.
- Serafin, J.L. (1968): Influence of Interstitial Water on Behavior of Rock Masses, Chapter 8, Rock Mechanics in Engineering Practice, Ed. by Stagg and Zienkiewicz, Wiley.
- Snow, D.T. (1968): Fracture Deformation and Changes of Permeability and Storage upon Changes of Fluid Pressure, Quarterly, Colorado School of Mines, Vol. 63, No. 1.
- Warren, J.E. and P.J. Root (1963): The Behavior of Naturally Fractured Reservoirs, J. Soc. of Petroleum Engineers, Sept.
- Wilson, C. and P.A. Witherspoon (1970): An Investigation of Laminar Flow in Fractured Porous Rocks, Geotech. Eng. Report, No. 710-6, Univ. of Calif., Berkeley, Calif.
- Wilson, C. and P.A. Witherspoon (1974): Steady State Flow in Rigid Networks of Fractures, Water Resource Res., Vol. 10, No. 2, 328-335.
- Wittke, W., P. Rissler and S. Semprich (1972): Three Dimensional Laminar and Turbulent Flow through Fissured Rock according to Discontinuous and Continuous Models, Proc. Symp. on Percolation through Fissured Rock, Stuttgart, pp. T1-H 1-18.
- 山上拓男 (1980): 変形し得る多孔体中の流れの支配式に関する考察、土木学会論文報告集、No. 304, pp. 95-104.

第 1 1 章

浸透流解析のための

不連続性岩盤のモデル化

岩盤を知るには、岩盤不連続面の状態を知らなければならない。ボーリング孔、掘削面、露頭などを通じて、岩盤割れ目の情報を収集し、整理する方法について述べ、モデル化した岩盤の浸透流解析を行う。さらに、不連続性岩盤の3次元モデル化について言及し、地盤統計法の適用性を検討する。

1 1. 1 はじめに

浸透流を扱う技術者は相手が岩盤といえども、主な関心は透水係数がいくらであるかであった。しかし、ここ十年ほどの地下貯蔵や廃棄物の地中処分への多大な関心は、透水係数もさることながら岩盤内で水がどのようにどの経路で流れるのかに興味が集まってきた。また、いろいろな自然現象や実験から、岩盤の全体的な透水係数を支配しているのは割れ目の幾何学的な特性であるという認識が広まってきた。しかし、岩盤における水の役割の重要性は一般的に広く認識されていたにもかかわらず、岩盤の割れ目システムと水理学的な性質を結びつけた研究は最近始まったばかりである。

Caldwell(1972)は、初めて等価連続体解析の考え方をを用いて岩盤の異方透水性に及ぼす割れ目の連結性を調べた。その後、多数のモデルが提案されたが、岩盤の透水性に及ぼす割れ目の幾何学的特性について正面から取り組んだ研究はほとんど見あたらなかった。Longら(1982)のグループは割れ目の長さが有限で、方向性や密度を確率統計的に変化させ、そうして作成したネットワークを数値解析的に解いて岩盤の等価透水係数を求めるという画期的な方法を提案した。また、同じ頃Robinson(1982)は物理学の分野で使われている浸透理論(percolation theory)を応用し、岩盤の透水性が大きな影響を受ける割れ目密度についての研究を発表している。

岩盤の間隙率の分布、流体の速度分布などは岩盤内の割れ目に影響され地下水の挙動と直接関係するパラメータである。これらを正確に求めるには、連続体モデルは十分でなく、不連続性を考慮した上での考察が必要となる。しかし、不連続性体モデルの構築には割れ目の幾何学的特性、すなわち方向性、大きさ、密度などの情報が不可欠である。たとえば、個々の割れ目の連続性の重要性は以下のような簡単な概念モデルによっても示すことが出来る。

Fig. 11.1(a)は、割れ目が連続、不連続である以外、量的には共に同じ幾何学的特性を持っている。岩自体の透水性はゼロと仮定すると、一方は水を通し（岩盤B）、他方は不透水である（岩盤A）というように明らかに両岩盤の透水性には違いがある。Fig. 11.1(b)では2つの割れ目セットを考えている。この場合も割れ目が連続、不連続以外同じ条件を設定している。岩盤Bでは水はできるだけ短いパスを通るように流れるが、岩盤Aではより長いパスを通らざるを得ないし、通水に関係しない割れ目がたくさん存在する。また、岩盤Aでは透水性はほぼ水平な割れ目セット1のみならずより傾斜したセット2にも影響される。また、岩盤内に割れ目が増えると水はより複雑な挙動をすることになる。ここに示した概

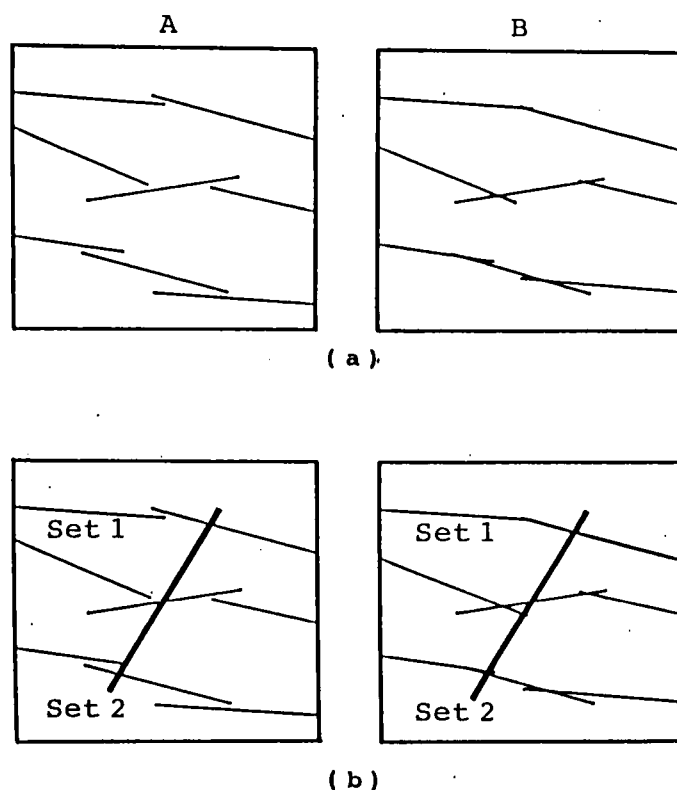


Fig. 11.1 透水性に及ぼす割れ目の影響（概念図）

念図のような例は現実の岩盤でも有り得ると考えられ、割れ目の長さや割れ目同士
の連結の度合が如何に透水性や物質輸送特性に及ぼす影響を推し量ることが出
来る。

I S R M (1978)は割れ目のマッピングの仕方や調査すべき幾何学的情報につい
ての指針をまとめ、全世界の共通のデータベース構築の必要性を訴えている。調
査により収集された割れ目の情報を基に、割れ目システムの統計解析が多くの研
究者によって開始された (Baecher(1972), Mahtab(1973), Priest and Hudson(1
976), Call(1976), Baecher(1977), Lanney(1978))。また、こうしたデータを扱
う際に発生するあるいは内在する誤差の取り扱いも大いに議論されるようになった
(Terzaghi(1965), Steffen(1975), Cruden(1977), Baecher and Lanney(1978
) , West(1979), Baecher(1980), Priest and Hudson(1981))。

岩盤割れ目を統計的に取り扱う方法は、従来の岩盤分類に見られるような多分
に経験的判断が介在する方法を如何に論理立てて評価に客観性をもたせるかに論
点が置かれている。この方法論の延長上に、以前から鉱山の鉱床探査と評価に用
いられてきた地盤統計法がある。

一方、独自の発展を遂げてきた形態学的方法 (Dehoff and Rhines(1968)) は、
例えば2次元的な表面情報から3次元空間内部に分布する不連続面の形態諸量 (方
向性など) を幾何学的確率論などにより評価する。調査のための掘削面が互いに
直交しない場合、また掘削岩盤面に現われる割れ目の交線の方が観察面の座
標軸と平行になるような特別な場合、調査のための掘削面が無くボーリング孔壁
での情報しか得られない場合、利用困難な面もあるが、3次元的な考えを取り入
れる際に極めて参考になる概念である。

岩盤の浸透流解析の現状は、ルジオンテストの結果を等価な透水係数に置き換
える (1 ルジオンは約 10^{-5} cm/s)、いわゆる連続体的方法に尽きる。このルジ
オンテストは、基本的には流量を単に透水係数に変換するだけのため、透水性の異
方性については何の情報も得ることができない。またルジオンテスト以外の調査
事項、たとえばボーリングによる調査や踏査などの岩盤調査データもあまり有効
に使われていない状態である。場合によってはただ単に調査が行われたままでデ
ータが放置されたり、せいぜいR Q Dを求めるのに使われている程度のこともある。
このような現状に対し、たとえば、Fig. 11.2 のようなダムの基礎地盤にお

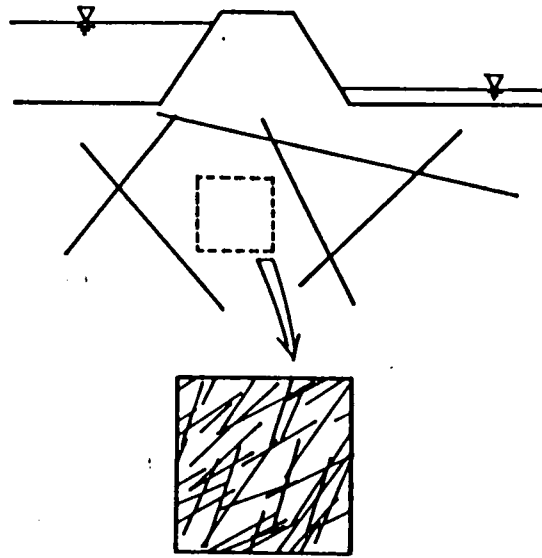


Fig. 11.2 ダムの基礎岩盤

いて、踏査による岩盤の露頭面調査やボーリング調査によって長大な割れ目と岩盤中の細かい割れ目が判別されている場合どのような解析方法を考えればよいのであろうか。

岩盤浸透流解析において岩盤内に含まれる不連続面の存在を加味したうえで岩盤を1つの多孔質体に置換して計算を行う方法として、Longら(1982)による数値解析的手法とOda(1985)のクラックテンソルによる方法が代表的なものとして知られていることは第6章で述べた。しかしこれらの方法を単独で用いる場合、置換できる領域の大きさがどれくらいか、また断層などの特別長大な割れ目をどう取り扱うかについて問題が生じる。したがって、ある程度割れ目の規模が大きくなるとその影響を陽に計算できる決定論的手法の導入が不可欠であると考えられる。その最も簡単な1つの手法として長大な割れ目は独立した割れ目として取り扱い、それ以外の細かな割れ目を有する岩盤部分を等価な透水係数テンソルをもつ連続体に置き換えるというハイブリッド的な方法が提案できる。そうするとたとえば有限要素法による解析では、岩盤を四辺形要素、長大な割れ目を線要素として計算を行えばよいことになる。この手法は踏査やボーリング調査データなどの割れ目情報を生かすかたちで、不連続性の効果を具体的に計算内容に取り入れることができるので、既存の解析プログラムに多少手を加えるだけで岩盤の不連続性に

よる不均質性を考慮した浸透解析が可能になる。

第10章までで議論した内容は、岩盤の浸透流に関する解析方法論が主であり、解析の対象となる岩盤の幾何学的な不連続特性、すなわち岩盤の特性化(characterization)と岩盤のモデル化には触れていない。実岩盤の解析を行う場合に用いる岩盤モデルを作成する場合、まず岩盤の中の割れ目性状を正しく把握する必要がある。そのためには割れ目要素の評価方法を考慮にいたれた統一的かつ計画的な調査を行わなければ、調査がただデータを集めただけに終わってしまいかねない。したがって本研究では割れ目調査に用いる一つの“ものさし”を提案し、その有効性を確認するために実際の岩盤に適用して考察を行う。

また、現場で得られたボーリング等からの割れ目情報に基づき具体的に岩盤モデルを作成し、上記の手法を適用して岩盤の浸透流解析を実施した例を提示する。さらに岩盤の3次元的なモデル化についても、従来から用いられている円盤を仮定したモデルと対比して多角形割れ目を仮定したモデルの有効性とその将来性を検討する。最後に、割れ目の評価法としての地盤統計手法の概要とその適用性について述べる。

11.2 岩盤モデル化のための入力定数の推定方法

11.2.1 モデル化のための基本的考え

実際の現場におけるボーリングや地表踏査により得られた割れ目データを統計的に処理すると、中には既存の分布形（たとえば指数分布）からはずれた長大な割れ目や開口幅の巨大な割れ目が散見される。これらの規格外の割れ目を全体にまとめて統計処理しようとする結果にひずみが生じ、また一方、岩盤挙動に対する重要な影響因子を消し去ることにもなりかねない。本研究では、こうした割れ目を長大割れ目として確定的に独立に取り扱い、残りの割れ目群を定められた領域ごとに一括して連続体に変換する。この置換のための作業手法を順を追って以下に示す。

11.2.2 割れ目の評価方法

岩盤の中の断層などの長大な割れ目を除外し、その間をうめるスケールの小さい割れ目のみに着目することとし、以下各割れ目要素の具体的な評価方法について述べる。

割れ目性状を支配していると考えられる要素には、割れ目の方向・大きさ・数・開口性などがあげられるが、この節ではこれらの要素の調査の仕方、および評価の方法について順に説明する。

1) 方向性の評価

岩盤中の割れ目は、種々の走向・傾斜を有する。その卓越方向を決定するためには、まず現場で割れ目の走向・傾斜とその数を測定し、そのデータから走向・傾斜の密度分布を求め、その中から密度の高いいくつかの割れ目群を抽出する。これには菊地ら(1973)の極座標による解析手法を用いた。この手法は割れ目面を球面座標上の点として表し、球面座標上に等間隔に設けた各測定点からの距離により割れ目点の集合分けを行うものである。

2) 大きさの評価

スケールの小さいものは個数が多く、スケールの大きいものは個数が少ないという概念を適用して、割れ目長が従う分布形を指数分布と仮定する。この仮定の妥当性は、調査で得られた割れ目長データを指数確率紙にプロットすることから確認できる。指数確率紙上ではデータが指数分布に従っている場合には各点は直線状に並び、その傾きが平均値を示すという性質がある。

さて実際に岩盤露頭面に分布している割れ目の長さを先の通り指数分布と仮定すると、その分布形は次のように表される。

$$f(l) = \lambda \exp(-\lambda l) \quad (11-1)$$

ただし、 $1/\lambda$: 割れ目長の平均値

これより、割れ目調査によって得られた割れ目長データからその平均値を推定することができれば、式(11-1)に示した確率密度関数が決定される。

さて、現場の岩盤露頭面で割れ目調査を行う場合種々の理由により割れ目全体をとらえることができないことの方が多い。このような場合実際の割れ目長を正しく測定することができず、限られた情報をもとにして実際の割れ目長を推定しなければならない。そこでここでは割れ目全体が測定不可能な場合の割れ目長の平均値の推定方法について考察する。以下卓越方向解析を行ったのちの属群に分類された割れ目のみを対象にする。すなわち考えている割れ目群は全て平行なものとして取り扱うものとする。さて、Fig. 11.3 のように、測定基線となるスキャンライン (Priestら(1981)) を設置する露頭の広さには制限がある場合が多い

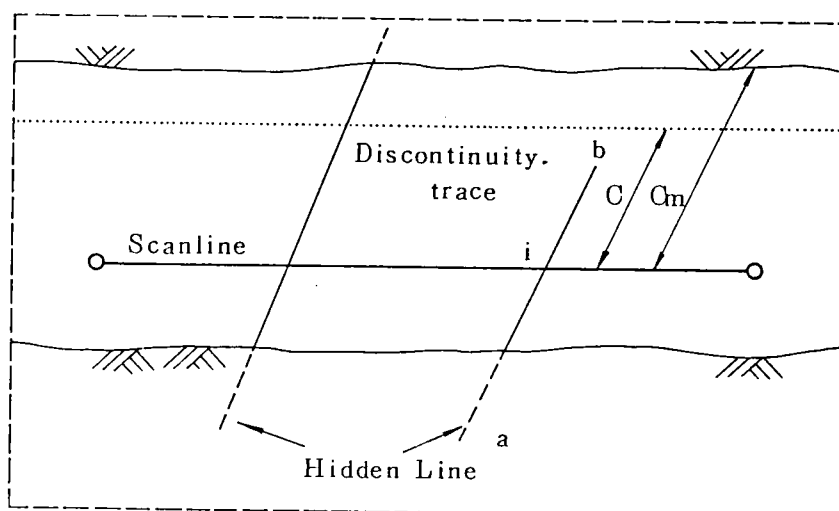


Fig. 11.3 隠れた線分の推定法

ので、実際には実長 ab の測定が不可能な場合がある。したがってスキャンラインと交差する割れ目の半割れ目長 ib により実長 ab を評価することを考えなければならない。Fig. 11.3 は露頭の観察可能範囲に制限があるため半割れ目長の測定可能な長さが制限されている場合を示している。半割れ目長の長さを C_m とするとその長さは位置により変化するものであるから、

$$C = \min \{C_m\} \quad (11-2)$$

のような C という基準値を設定する (Priestsら(1981))。

n をスキャンラインと交差する割れ目数、 r を C 以下の半割れ目長を持つ割れ目数とし割れ目長の母集団が指数分布に従うと仮定すると、サンプル数が多くなると、

$$\lambda = -C \text{Log} \cdot \frac{n-r}{n} \quad (11-3)$$

で評価できる (Priestsら(1981))。ここで、 λ は分布の平均値の逆数である。したがって式(11-2)、(11-3)から、測定可能な半割れ目長を測定することにより実際割れ目長が指数分布に従うと仮定した場合の平均値を推定することができる。このようにして露頭に存在する割れ目全体が観察できなくとも、割れ目長をスキャンライン調査によって測定することによって割れ目長の平均値を推定でき、それによってその確率密度関数を決定できる。

3) 割れ目数の評価

割れ目は三次元空間 (岩盤) に存在するものであるが、岩盤内を直接のぞき見

ることはできないので二次元の平面（露頭）または一次元の線分（ボーリング、スキャンライン等）における調査によって割れ目密度を推定せざるを得ない。ここではスキャンライン調査により割れ目密度を推定する手法を考察するが、この時露頭面における割れ目密度、すなわち単位面積当りの割れ目個数は次式で与えられる。

$$N_m = \frac{1}{X} \frac{k n_u}{\sum_{i=1}^n \ell_i \sin \theta_i} \quad (11-4)$$

ここに、定数 k は、スキャンライン調査における偏向の度合、すなわち、スケールの大きい割れ目はサンプリングされやすく、スケールの小さい割れ目はサンプリングされにくいというスキャンライン調査の欠点を補正する係数で、割れ目長の確率密度関数を指数分布と仮定したときの定数 k の値はそれぞれ 2.0 となる。

さて実際に式 (11-4) を用いて密度の推定を行う場合、調査段階ですべてのスケールの割れ目をサンプリングするわけにはいかないので、そのサンプリング範囲を決定しておく必要がある。

露頭に分布している割れ目長が指数分布に従うとき、これをスキャンラインでサンプリングしたときに得られる長さの従う確率密度関数は次の式で表される。

$$g(\ell) = \lambda^2 \ell \exp(-\lambda \ell) \quad (11-5)$$

この分布形の極値は $\ell = 1 / \lambda$ のところにあり、この $\ell = 1 / \lambda$ は式 (11-1) の平均値、すなわち露頭全体に分布している割れ目の長さの平均値 $\bar{\ell}$ と等しくなる。

さて、 $\ell = 1 / \lambda$ の両側に α 、 β をとり、Fig. 11.4 の斜線部の面積を計算すると、

$$\begin{aligned} P &= \int g(\ell) d\ell \\ &= \int \lambda^2 \ell \exp(-\lambda \ell) d\ell \\ &= (\lambda \alpha + 1) \exp(-\lambda \alpha) - (\lambda \beta + 1) \exp(-\lambda \beta) \end{aligned} \quad (11-6)$$

ここで、 $\alpha = 0.5 / \lambda$ 、 $\beta = 4.0 / \lambda$ とすると、 $P = 0.818$ となり、スキャンラインにとらえられる割れ目の 81.8% をカバーできることになる。

そこで実際にサンプリングの作業を行う事を考えてスキャンライン調査では、

$$0.5 \bar{\ell} \leq \ell \leq 4.0 \bar{\ell}$$

の範囲の割れ目についてサンプリングするものとする。

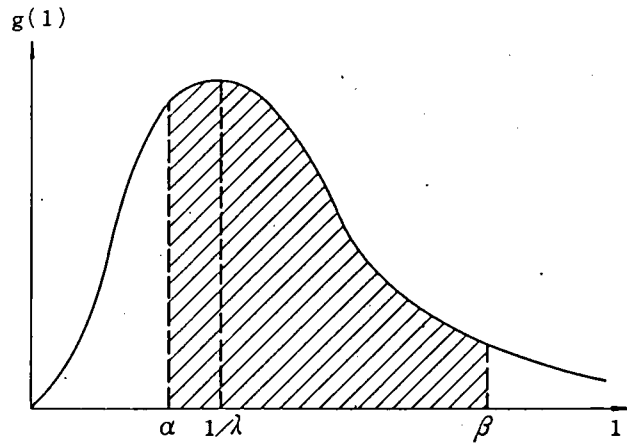


Fig. 11.4 スキャンラインによって採取された割れ目の長さ分布

さて、式(11-4)中にあらわれる係数 k はスキャンライン調査の偏りを補正するための係数であり、サンプリング範囲を上記のように設定するために、この値について検討を要することになる。

そこでこの範囲のサンプリングによって得られた割れ目の平均値 $\bar{\ell}_{samD}$ から、全体の平均値 $\bar{\ell}$ を求めることを考える。 $\bar{\ell}_{samD}$ と $\bar{\ell}$ との関係は、

$$\bar{\ell}_{samD} = \frac{\lambda^2 (\beta^2 \exp(-\lambda \beta) - \alpha^2 \exp(-\lambda \alpha))}{(\lambda \beta + 1) \exp(-\lambda \beta) - (\lambda \alpha + 1) \exp(-\lambda \alpha)} \bar{\ell} \quad (11-7)$$

であり、上記のように、 $\alpha = 0.5/\lambda$ 、 $\beta = 4.0/\lambda$ とすると、

$$\bar{\ell} \approx 1.872 \bar{\ell}_{samD} \quad (11-8)$$

となる。

したがって、式(11-4)の定数 k の値は $k = 1.872$ に設定すればよいことになる。

さて、式(11-4)の妥当性を確認するために次のようなシュミレーション実験を行った。簡単のため割れ目の方向は一定とする。

モデル領域として Fig. 11.5 の $50\text{m} \times 50\text{m}$ の領域を設定し、その中に割れ目にみたてた線分を、方向を一定に保ってその長さは指数分布に従うように、面積密度を $N=1$ (本/ m^2) にして発生させる。これに対し、設定位置をランダムに決定した X 軸に平行なスキャンラインを用いてサンプリングを行う。

この場合、発生させる割れ目の平均値 $\bar{\ell}$ を 0.5m , 1.0m , 2.0m , 4.0m 、割れ目とスキャンラインとのなす角を 90° とし、設置するスキャンラインの長さも変化させ、

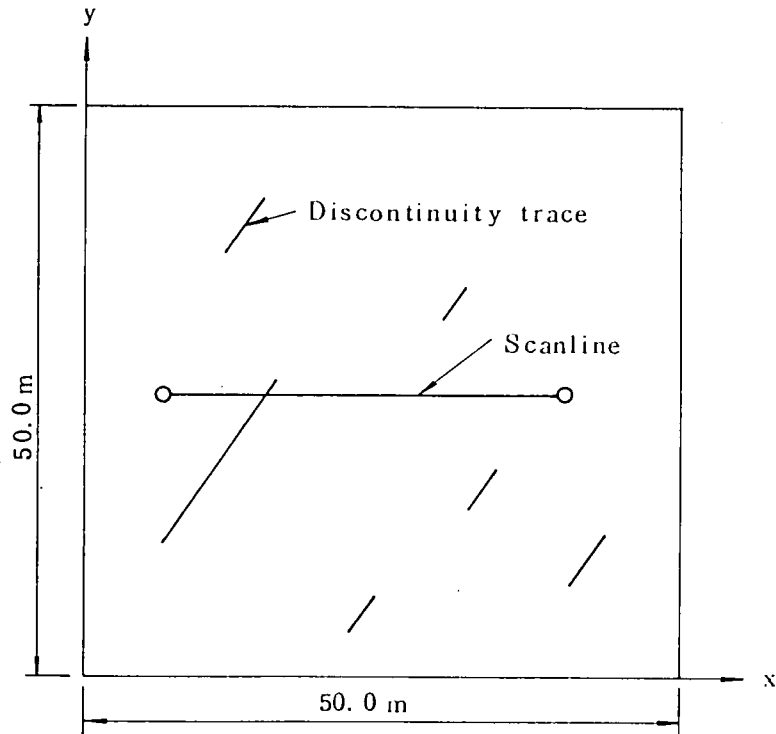


Fig. 11.5 モデル解析領域

またその場所を50回変えて、その設定回数毎に累積されたデータにより密度を式(11-4)により計算する。これによって得られた結果をFig. 11.6(a), (b), (c), (d)に示す。それぞれの図は、スキャンラインの長さが5.0m、割れ目とスキャンラインとが 90° で交差するもので、 $\bar{l}=0.5\text{m}, 1.0\text{m}, 2.0\text{m}, 4.0\text{m}$ のものである。

Fig. 11.6(a)～(d)をみると、スキャンラインの設置本数が増加するにつれて、密度の推定値は真値におちついていく傾向にあるのがわかる。

次に割れ目の発生パターンを変えて同様のサンプリングを行い、各設置回数ごとに推定される密度の値のばらつきの度合、すなわち分散を求め、それから標準偏差を計算した。縦軸に標準偏差、横軸にスキャンラインの設置回数をとってプロットしたものがFig. 11.7(a), (b), (c), (d)である。この場合割れ目の発生パターンは20回変えている。当然の事ながら、Fig. 11.7(a)～(d)をみると、スキャンラインの設置本数が多くなるとばらつきは少なくなることがわかる。そこで標準偏差が0.082に当たるスキャンラインの設置回数、すなわちこれは密度の推定誤差が真値の1割以内におさまる確率が90%となるところであるが、これを各割れ目

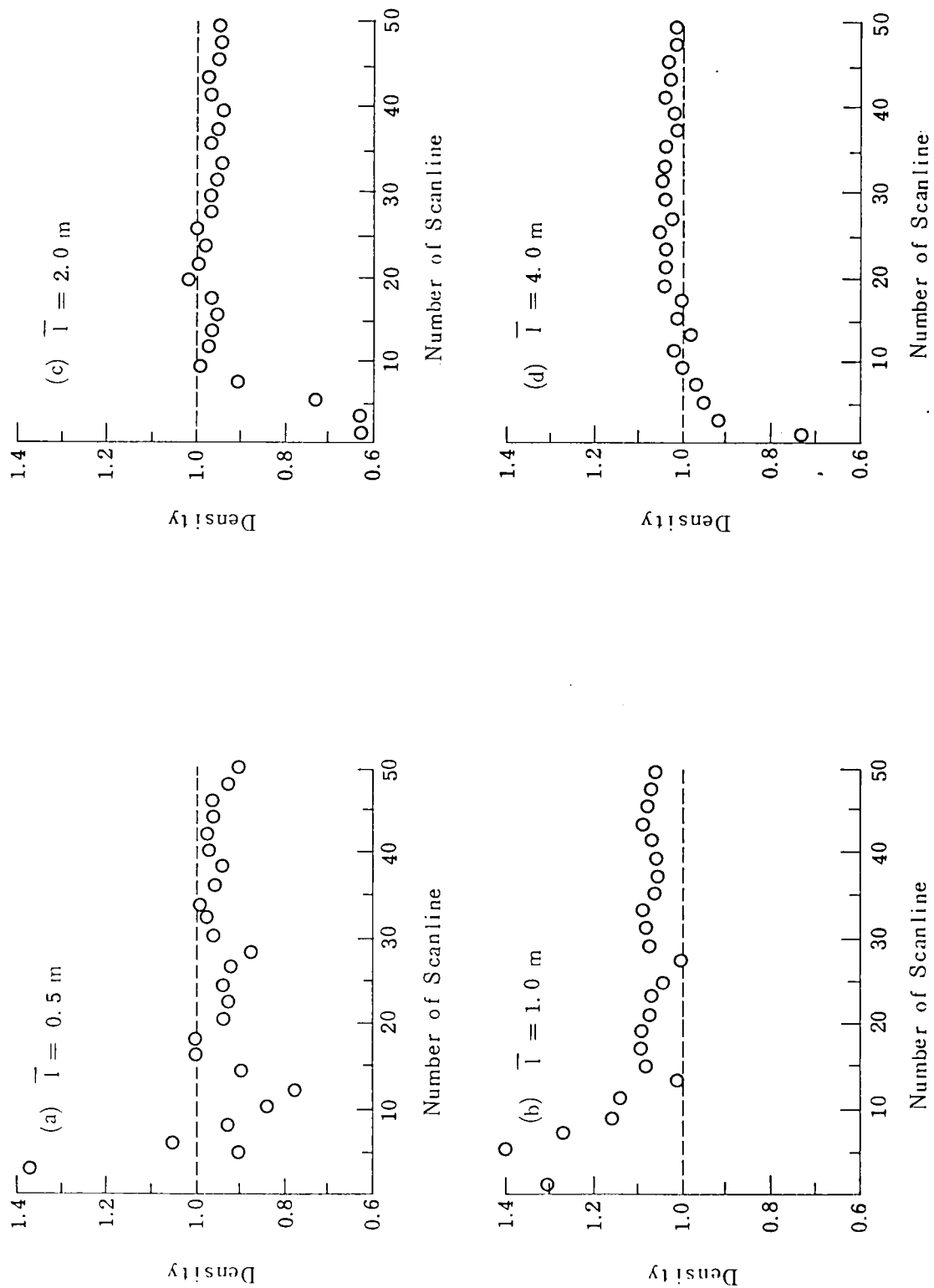


Fig. 11.6 スキャンラインによる割れ目密度の推定

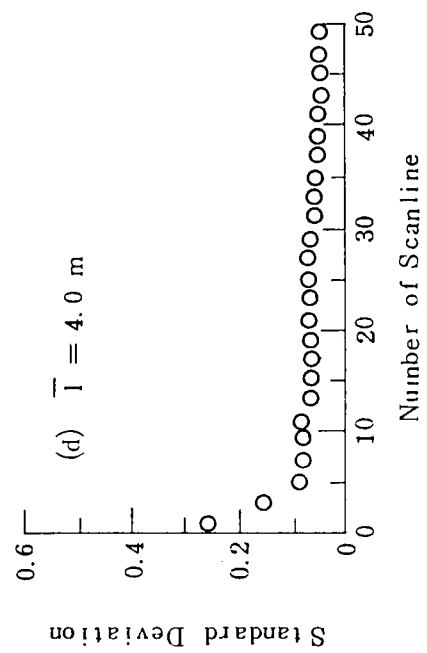
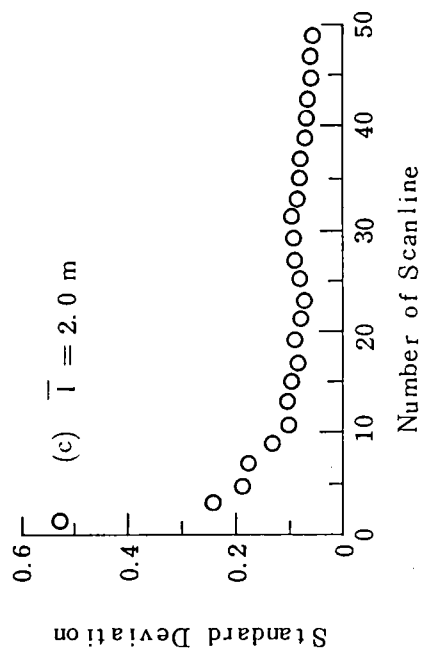
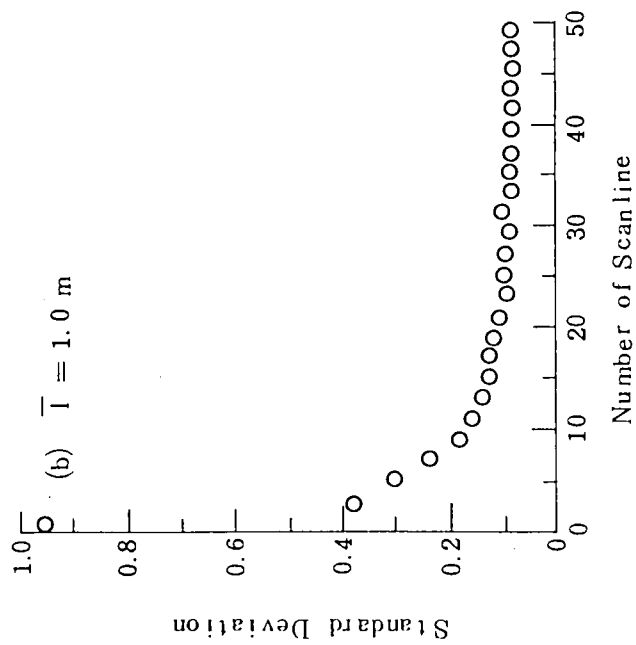
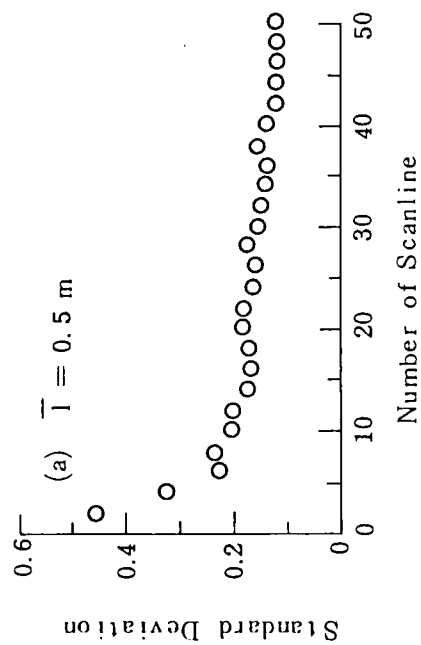


Fig. 11.7 スキャンラインの数と割れ目密度の

標準偏差の関係

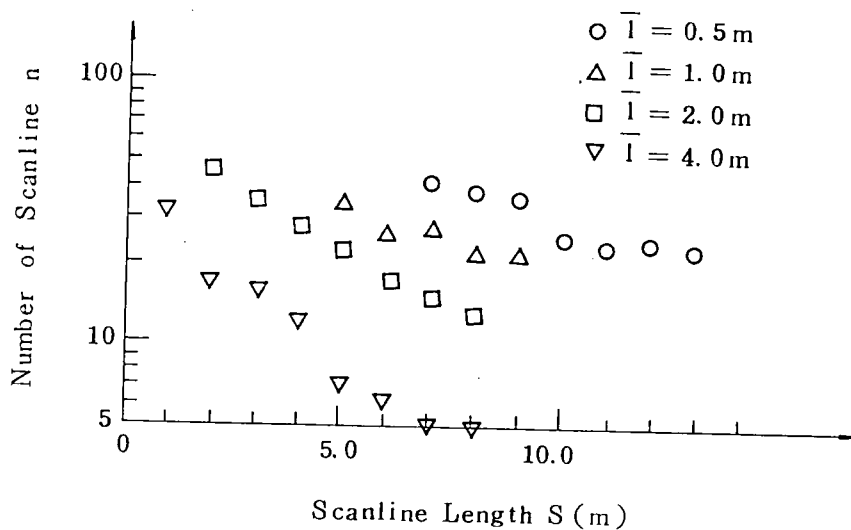


Fig. 11.8 スキャンラインの数と測定長の関係

のスキャンライン長について片対数にプロットしたのがFig. 11.8である。

各割れ目長の平均値が k 倍になればスキャンラインと交差する確率も k 倍となるわけであるから、横軸にスキャンライン長 S (m)、縦軸には割れ目の平均値 \bar{l} とスキャンラインの設置本数 n の積 $n\bar{l}$ をとって整理し直したのがFig. 11.9(a)である。同様に、スキャンラインと割れ目との交差角度 θ を $\theta = 75^\circ, 60^\circ, 45^\circ$ と変化させている。この時得られた結果をFig. 11.9(a)と同じように示したのがそれぞれFig. 11.9(b), (c), (d)である。Fig. 11.9の(a)~(d)をみると、調査に使用するスキャンラインの長さ S (m)と割れ目の平均値 \bar{l} とスキャンラインの設置本数 n の積 $n\bar{l}$ は、片対数紙上ではほぼ直線状に分布していることがわかる。

これまでに得られた結果は、一定方向をもつ割れ目をスキャンラインでサンプリングした場合のものであった。すなわち、1)において述べた卓越方向解析を行った後に得られる、方向の卓越した割れ目群の密度推定に用いることができると考えられる。たとえばある方向に卓越した割れ目群があった場合、その卓越方向と90度の角度のなす方向にスキャンラインを設置するものとする。

トンネル、地下空洞内などのように調査範囲が限られている場合、例えば5.0 m程度のスキャンラインしか使用できないような場合にはFig. 11.9(a)から

$$n\bar{l} \approx 35$$

が読み取れる。ここで割れ目長の平均値が $\bar{l} \approx 2.0$ m 程度である事が推定されていれば、

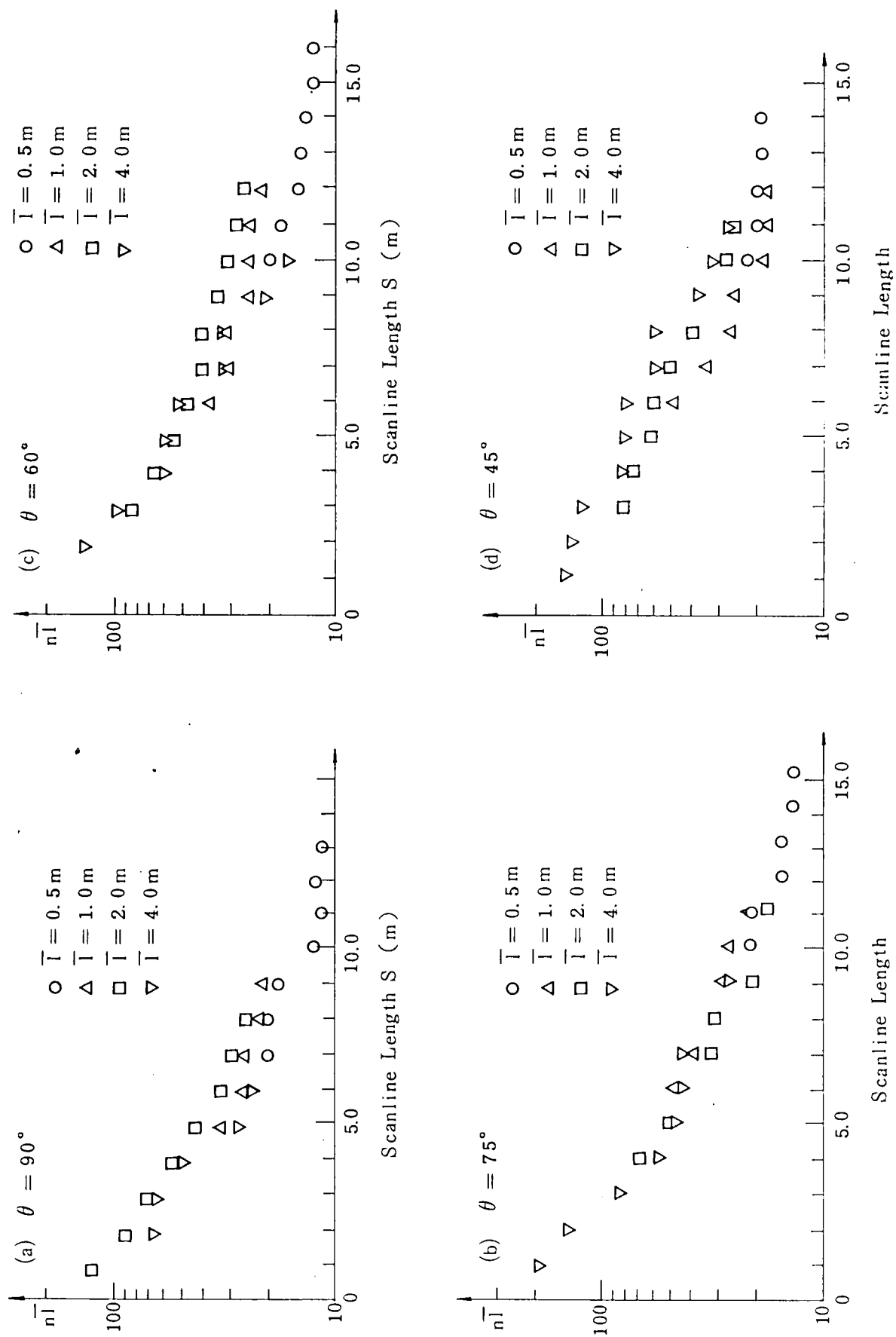


Fig. 11.9 スキャンライン測定長と nI の関係 (補正後)

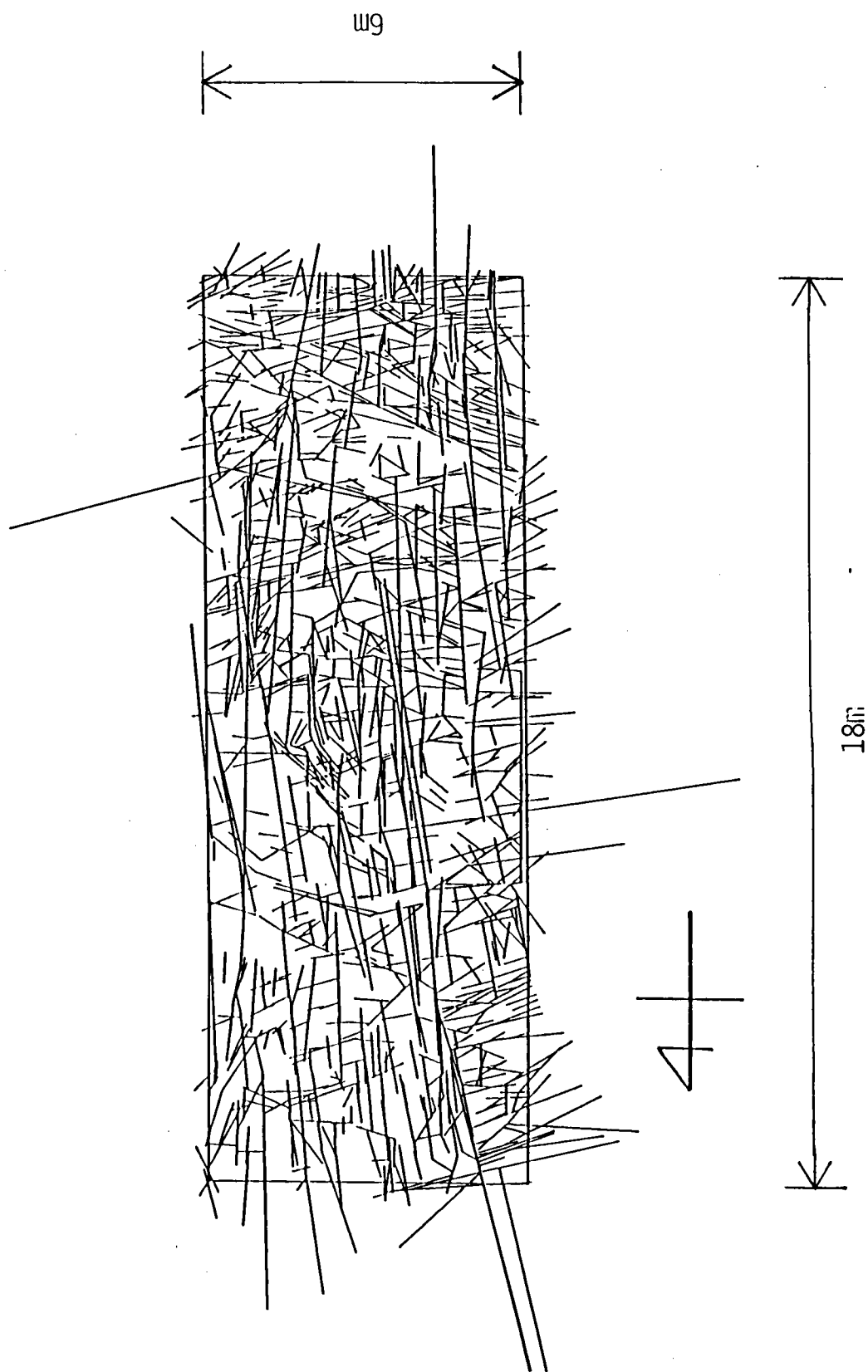


Fig. 11.10 実岩盤のトレースマップ
(長さ0.3~5.0m)

$$n = \frac{35}{2.0} = 18$$

すなわち18本のスキャンラインを設定して調査すればよいことがわかる。

しかしながら、卓越方向がまだ判明していない場合を考えると、スキャンラインを十文字に設置すれば、平面上に分布する割れ目は、どちらかのスキャンラインと必ず45°以上で交差するから、基準としては、 $\theta = 45^\circ$ の場合を示したFig. 11.9(d)を用いればよいことになる。

4) 開口性の評価

開口幅は岩盤の透水性状を大きく支配する割れ目特性の一つである。これは岩盤表面では比較的観察しやすい要素であるが、内部では測定しにくい要素である。また調査孔内では直接的に、ボアホール内ではボアホールテレビによって観察しサンプリングできる。したがって他の要素たとえば割れ目の大きさととの関係を定量的に把握できれば、割れ目性状の定量的な評価およびそのモデル化に対して非常に有利なものとなる。

また実際のデータから開口幅と割れ目長とに相関関係があるとの報告もあるが、これに関しては賛否両論が存在する。しかしながら割れ目のスケールが大きくなれば開口幅も大きくなると考えるのが自然であり、今回はこの相関の程度を見るために、開口幅—長さの関係を取ってみることにする。

11.3 現地調査

本研究を遂行するにあたり以下に示す割れ目調査を実施した。調査地点は瀬戸内海の小島（総面積約 2.8 km²）である。島を構成する岩石は、中生代白亜期系の広島型花崗岩に属する粗粒～細粒の黒雲母花崗岩とこれを貫くひん岩あるいはアプライトである。島の表層付近の風化帯は一般に山稜部で厚く 20～30m、海岸部で薄く 0～10mを示す。黒雲母花崗岩中には NNE～SSW, NNW～SSE 方向の断層破碎帯が随所に発達し、岩の貫入方向と比較的よく調和し、これらの断層破碎帯により島内は4つの地質ブロックに区分される。

割れ目サンプリングは海岸部の水平露頭面で行われ、露頭は比較的良好な岩盤状況（ $C_M - C_H$ 級岩盤）であった。

調査面では露出状況が良好であり、調査面積は $6.0\text{m} \times 18.0\text{m}$ であり、露頭を十分清掃した後に割れ目の走向・傾斜・長さ・開口幅・割れ目の終結状況を記録し、割れ目トレースのスケッチ（Fig. 11.10）を行った。

11.4 実岩盤への適用

本節では上述した各割れ目要素の評価方法の適用を試みる。データとしては前節で得られた実岩盤における調査データを用いることとする。重複するが、得られている調査データとしては、割れ目の走向・傾斜・開口幅・長さ・終結状況である。実岩盤においては、割れ目はFig. 11.11に示すように、互いに交差したり、他の割れ目に切られた形で終結しており、これを終結状況とよんでいる（三室ら（1985））。

1) 方向性

今回の調査によって得られたデータを用いて前節の方法で卓越方向解析を行って得られた結果をシュミット図にプロットしたのがFig. 11.12であり、これは水平面の $6.0 \times 18.0\text{m}$ にあらわれる1071個の割れ目についての結果である。これより割れ目は2方向に卓越していることがわかる。ここで、シュミットネットの中近く（水平方向節理）に卓越方向が現れないのは、調査を水平面で行っているため、これと方向性が同じような節理の露頭面に現れる頻度が非常に少なくなるからであろう。したがって、節理調査においては調査面の方向が調査結果に大きく影響を与えることになるため、調査を行う際にはこの影響を考慮にいたした調査を行う必要がある。次に割れ目長との関係を見るために、長さ別に方向解析を行ってみることにする。 $6.0\text{m} \times 18.0\text{m}$ の調査露頭面内の、ある $4.5\text{m} \times 4.5\text{m}$ の領域に存在する $0.05\text{m} \sim 0.3\text{m}$ の割れ目705個のデータと $6.0\text{m} \times 18.0\text{m}$ の露頭面内の、割れ目長が $0.3\text{m} \sim 5.0\text{m}$ の1071個の割れ目を $0.3\text{m} \sim 1.0\text{m}$ 、 $1.0\text{m} \sim 2.0\text{m}$ 、 $2.0\text{m} \sim 3.0\text{m}$ 、 $3.0\text{m} \sim 4.0\text{m}$ のグループに分け、それぞれのグループについて卓越解析を行った検討結果の例をシュミット図に示したのがそれぞれFig. 11.13である。割れ目長のスケールに関係なく、ほぼ同じような方向に割れ目が卓越しているこ

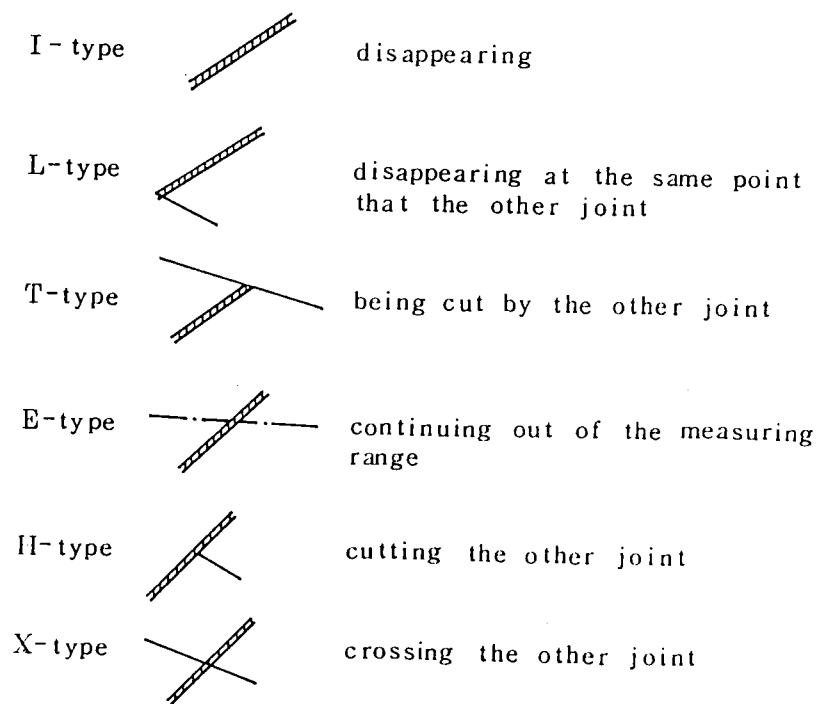


Fig. 11.11 割れ目の終結状態

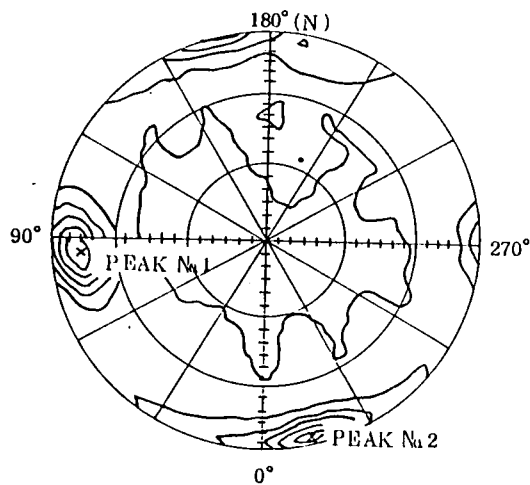


Fig. 11.12 割れ目の卓越ピーク方向

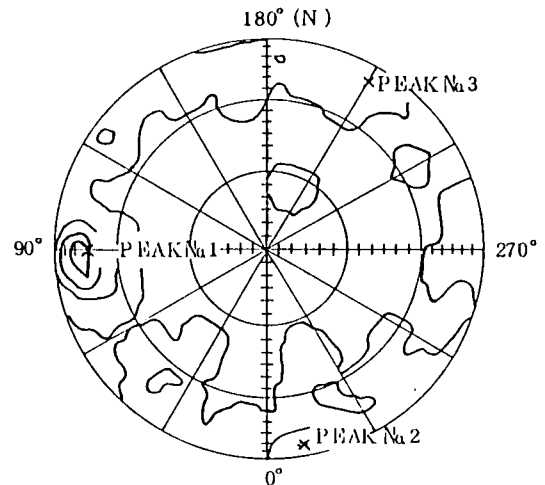


Fig. 11.13 1 ~ 2 m の割れ目の卓越ピーク方向

とがわかる。

以上の結果から、スケールの小さい割れ目をサンプリングして得られた結果も、ある程度スケールの大きい割れ目をサンプリングして得られた結果も、さほど大差はないという結論が導かれる。すなわち、この現場の範囲程度では、ある程度大きい割れ目長を持つ割れ目のデータだけで、おおまかな岩盤内の割れ目の方向性の評価はできることを意味している。

2) 割れ目長

割れ目長に関しては、すでに説明したように、その分布形を指数分布と仮定し、調査によって得られた1071個の割れ目データを用いて検討する。すべての割れ目長データを指数確率紙にプロットしたのがFig. 11.14(a)である。また、前節で検討した割れ目長ごとの第1・第2ピークデータをそれぞれ同じように処理したのがFig. 11.14(b), (c)である。これを見るとデータはほぼ直線的になり、割れ目長は指数分布で近似してもよいことが確認できる。ちなみに割れ目長の平均値はそれぞれ0.75, 1.11, 0.72mと推定される。

3) 割れ目密度

今回調査を行った 6.0×18.0m の水平露頭面における割れ目データを用いて、11.3節で提案した調査および評価方法を適用する。この水平露頭面においては、Fig. 11.12からわかるように2つの卓越方向が存在している。

割れ目データとしては0.3m～5.0mの範囲のデータを用いており、各割れ目群ごとの割れ目個数・平均割れ目長をTable 11.1に掲げる。割れ目長の分布形を指数分布と仮定しているから、Table 11.1に示す情報から露頭全体に存在しているであろう割れ目個数を次式で求める。

$$n_i = \frac{n_{i, \text{sample}}}{\exp(-\lambda_i \alpha) - \exp(-\lambda_i \beta)} \quad (11-9)$$

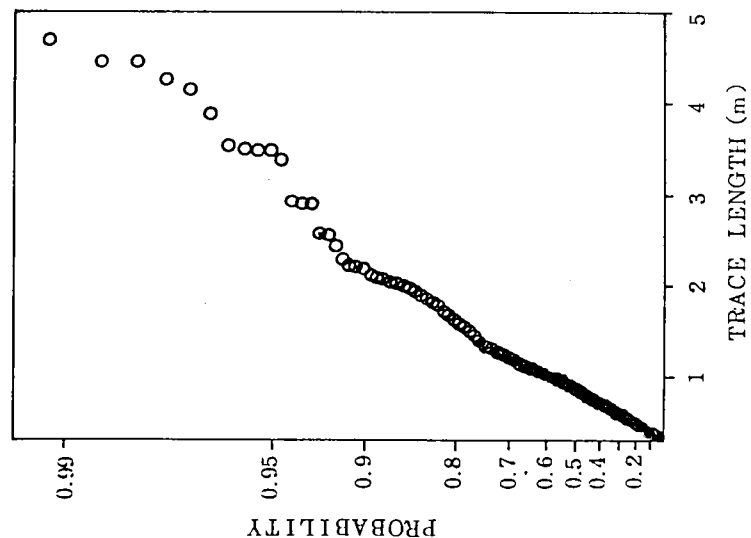
ここで n_i : 露頭に存在しているであろう第 i 群の割れ目個数

$n_{i, \text{sample}}$: 調査によって得られた第 i 群の割れ目個数

λ_i : 第 i 群の割れ目長平均値 \bar{x} の逆数

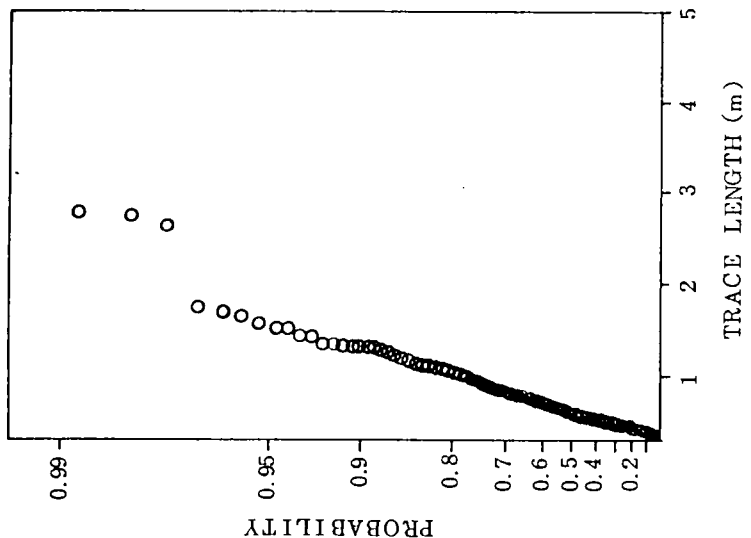
α, β : $\alpha = 0.5, \beta = 4.0 \bar{x}$

EXPONENTIAL PROBABILITY PAPER
WEIBULL FORMULA



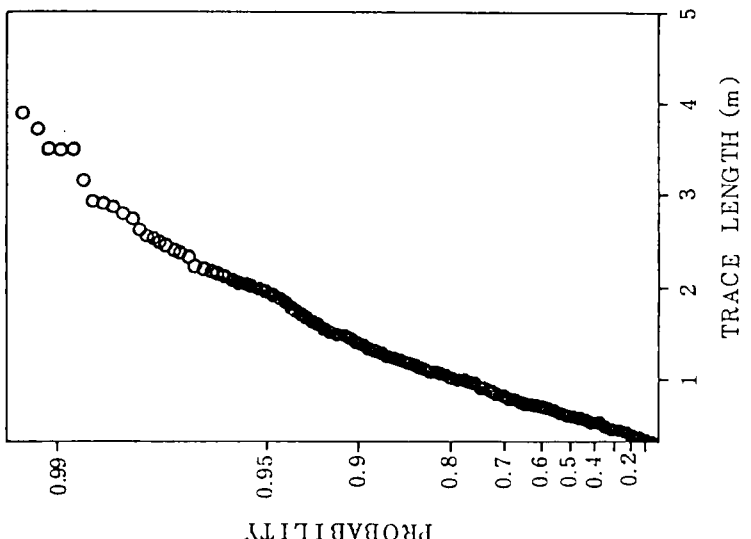
(a) For all joints

EXPONENTIAL PROBABILITY PAPER
WEIBULL FORMULA



(b) For 1st peak joints

EXPONENTIAL PROBABILITY PAPER
WEIBULL FORMULA



(c) For 2nd peak joints

Fig. 11.14 確率対数紙表示
(a) すべての割れ目
(b) 第1ピークの割れ目
(c) 第2ピークの割れ目

Table 11.1 割れ目の観測データ

	走向(度)	傾斜(度)	節理個数(個)	平均節理長(m)
第1ピーク	N 5W	75NW	237	1.11
第2ピーク	N75E	85NW	180	0.75

したがって割れ目密度は、

$$N_i = \frac{n_i}{6.0 \times 18.0} \quad (11-10)$$

N_i : 第 i 群の割れ目密度 (個 / m^2)

で推定できる。

$$\text{このとき} \quad N_1 \approx 2.916 \text{ (個 / } m^2 \text{)}$$

$$N_2 \approx 2.560 \text{ (個 / } m^2 \text{)}$$

となる。

いま1番目の割れ目群について考える。Table 11.1より割れ目長の平均は1.11 mである。したがって11.3節の基準を適用して、サンプリング範囲は、

$$0.56m \leq \bar{\ell} \leq 4.44m$$

と設定する。そこで今回はFig. 11.10に示した割れ目マップの短辺に平行になるような方向に、長さが6.0mのスキャンラインを設置して調査を行うものとする。スキャンラインの設置回数を決定するための基準はFig. 11.9(d)を用いる。設定したスキャンラインの長さが6.0mであるから

$$n \bar{\ell} \approx 55$$

ここで、 $\bar{\ell} \approx 1.11$ より、 $n \approx 50$ 、すなわち、50回スキャンラインを設置すれば密度は推定できるということになる。

さて、実際サンプリングを行って密度を推定しそれをグラフに表したのがFig. 11.15の丸印である。ここで縦軸は密度推定値を真値で割って正規化してある。こ

れによると、スキャンラインの設置回数が30回程度で約90%程度の精度で推定できていることがわかる。

しかしここで問題なのは、パラメータとして割れ目の平均値を用いていることである。すなわち、割れ目長の平均値を正しく推定しないとサンプリング範囲を決定できなくなる。そこで、この平均値を誤って推定した場合、密度推定値がどのように変化するかを検討する。

たとえば、割れ目長の平均値を2割程度多く、また少なく見積った場合を考察したのがFig. 11.15の三角および四角印である。これを見ると割れ目長を少なく見積った場合は、多く見積った場合にくらべると、密度は大きめに、すなわち安全側に推定されることがわかる。また割れ目長を2割程度の誤差で推定し損なえば、推定される密度は真値の2割程度の誤差をもってくることがわかる。

4) 開口幅

開口幅については、それぞれ第1群、第2群の割れ目について、割れ目長との相関をとって検討した。第2群のものをFig. 11.16に例として示す。結果としてこれらより、開口幅と割れ目長には相関関係はみられないように見える。

しかしながら今回の調査においては、1つの割れ目について測定者の判断でそれを代表していると思われる位置の開口幅を測定しており、そのため測定者による主観がたぶんに入っていると考えられる。そのため測定したデータの精度に問題があると思われるので今回の結果からは相関関係の有無に関しては結論は無理というのが正しい判断であろう。

岩盤の開口性は岩盤の透水性状に対して多大な影響を及ぼす要素であるため、この調査については細心の注意を払いその評価方法についても今後十分検討していく必要がある。

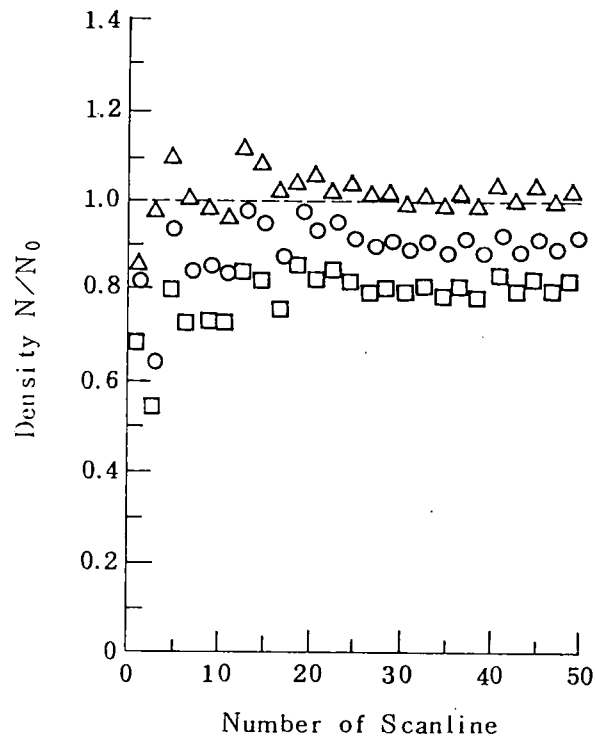


Fig. 11.15 割れ目密度

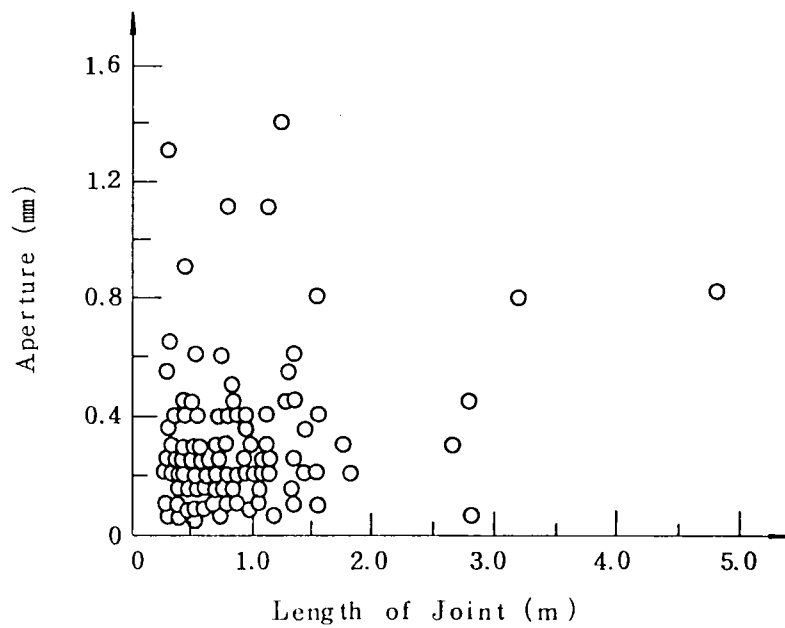


Fig. 11.16 割れ目開口幅と長さの関係

11.5 浸透解析用の岩盤割れ目モデルの作成方法

11.5.1 概説

岩盤の割れ目モデルを作成するにあたっては、実際の割れ目分布の特性をそなえたものを作成する必要がある。したがって、割れ目調査によって得られて割れ目データを長さ、および開口幅について統計処理し、所定の分布から大きくずれるものは独立な割れ目として選びだしたのち（どこまでの割れ目を独立とするかは、現場の状況、岩盤構造物の性質、計算機の解析能力などを考慮して技術者の判断で決める）、11.2に示した手法によって処理し解析に供することとする。以下に、その手順を示す。

- ① 対象岩盤の割れ目調査結果を用いて卓越方向解析を行い、表現すべき属群の数および方向を決定する。
- ② 描くべき属群の割れ目本数を式(11-4)を用いて算出する。
- ③ 各割れ目は、その中点を表示面にランダムに配置し、それぞれの長さは指数分布で決定する。これは、露頭における割れ目の長さが指数分布で近似できるという報告に基づいており、その平均値は前節の方法で推定する。
- ④ ②、③の手順を各割れ目ごとに行えば、属群に含まれる割れ目のモデル図が得られる。
- ⑤ 属群に含まれない割れ目群については、その方向をランダムに決定し、その他については上記手順と同様な方法で表示する。

11.5.2 解析の手法と例題

Fig. 11.2 のようなダムの基礎岩盤において、踏査による岩盤の露頭面調査やボーリング調査などによって断層や長大な割れ目と岩盤中の細かい割れ目が判明している場合、本研究では、長大な割れ目は既知の不連続面として解析モデルに残し、それ以外の細かな割れ目を有する岩盤部分を等価な透水係数テンソルをもつ連続体に置き換えるという統計的手法と決定的手法の両者を組み入れた方法を考えることはすでに説明した。本研究では、細かい割れ目部分の透水係数テンソルの算出に際しては、水は割れ目内のみを流れるとし、割れ目を線要素として取り扱ったLongら(1982)と同様の有限要素法による数値解析を行っている（大西ら(1985)）。次に長大な割れ目をも含んだFig. 11.2 のような岩盤全体の解析モデルを考える場合には、上記で求めた透水係数テンソルを長大な割れ目の間をうめ

る細かい割れ目を含んだ部分の透水特性とし、残りの長大な割れ目の部分は平行2枚板モデルでモデル化し有限要素法による準三次元解析を行った。

この解析に用いた割れ目データは山岳地帯のある地点でボーリング調査、ならびに近辺の切取り斜面における割れ目調査を行って得られてものである。データ数は合計505本で断層などの長大割れ目も4本確認されている。

(1) 細かい割れ目を含んだ岩盤部分の取り扱い

割れ目調査によって得られた割れ目データを、菊地ら(1973)の極座標による解析手法によって割れ目の方向性の評価を行った(Fig. 11.17)。これにより、卓越している割れ目群は3つであり、それぞれの方向および卓越度はTable 11.2に示す。

Table 11.2中の集中率とは次式で定義される。

$$\text{集中率(\%)} = \frac{N_i}{N} \quad (11-11)$$

ここで、N : 割れ目総個数(本)

N_i : 割れ目群に属する割れ目個数(本)

この集中率とは、ある割れ目群に含まれる割れ目個数が総割れ目数中に占める割合であり、この値が高いほど割れ目母集団におけるその割れ目群の絶対的な卓越度が高いことを示すものである。ここでは、集中率が3%以上になったものを有意な割れ目群として取り扱っている。

データを採取した現場では各種のボーリング調査が主であったため、これから割れ目長データは得ることはできなかった。しかし、付近に同種の岩盤の切取り斜面があったので、そこで割れ目調査を行い割れ目長データのサンプリングを行った結果、得られた割れ目長の頻度分布をFig. 11.18に示す。また、開口幅はFig. 11.19に示すように、割れ目長との相関もなく、卓越群ごとにも特徴はみられなかったので、開口幅と割れ目長との相関関係から開口幅を推定することはできないので、今回の解析ではその平均値1.59mmを用いた。

割れ目モデルの作成方法は11.5.1で述べた手順による。Fig. 11.20はこのようにして作成された水平面の岩盤モデルであり、一辺の長さが10mとして再現されている。今回の解析例はすべてこのモデルを用いたものである。

割れ目モデル図を用いて透水係数テンソルを算出するが、解析手順の詳細はす

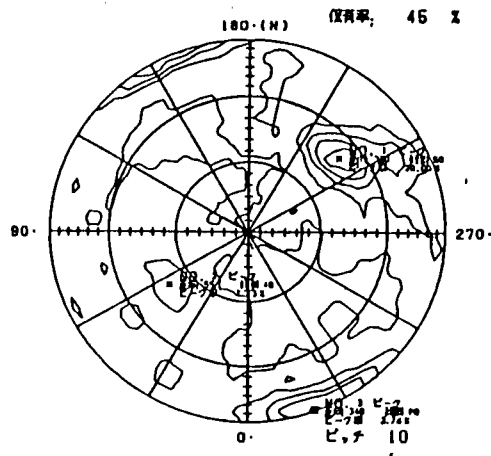


Fig. 11.17 卓越方向解析結果

Table 11.2 節理群の走行・傾斜

	走向 (度)	傾斜 (度)	節理本数 (本)	集中度 (%)
第一ピーク	230	50	101	20.00
第二ピーク	55	40	36	7.13
第三ピーク	340	90	19	3.76

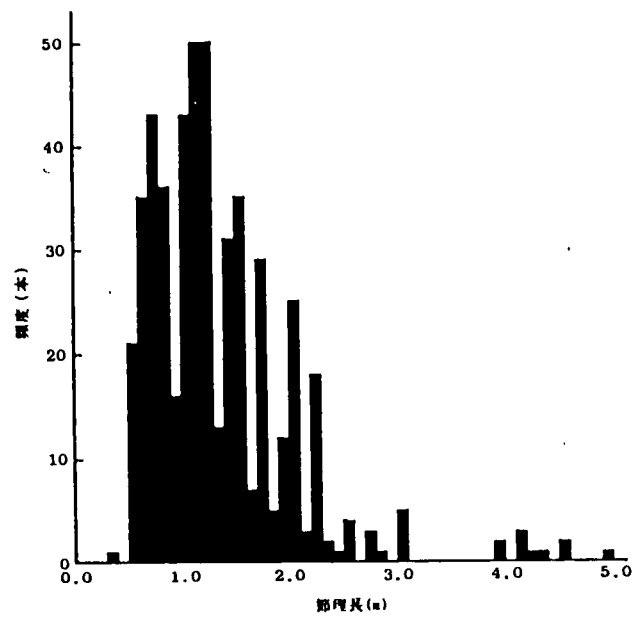


Fig. 11.18 節理長の頻度分布

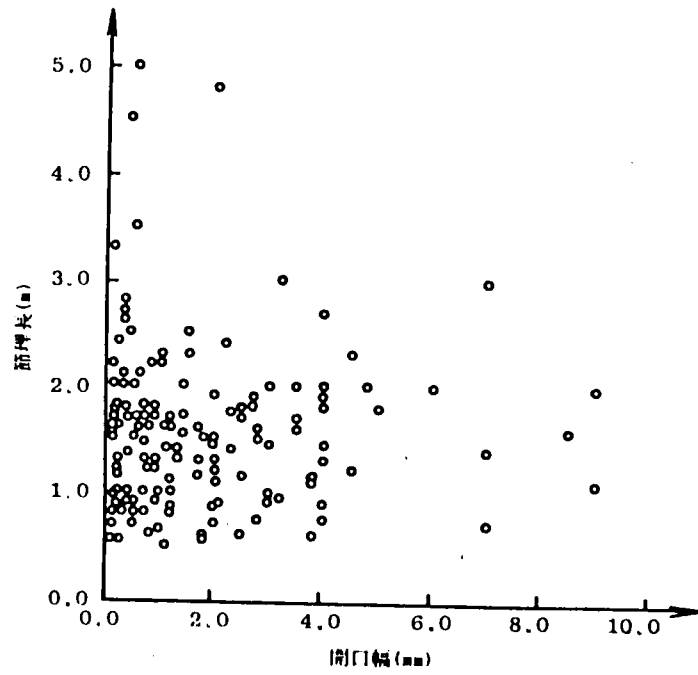


Fig. 11.19 開口幅と節理長の関係

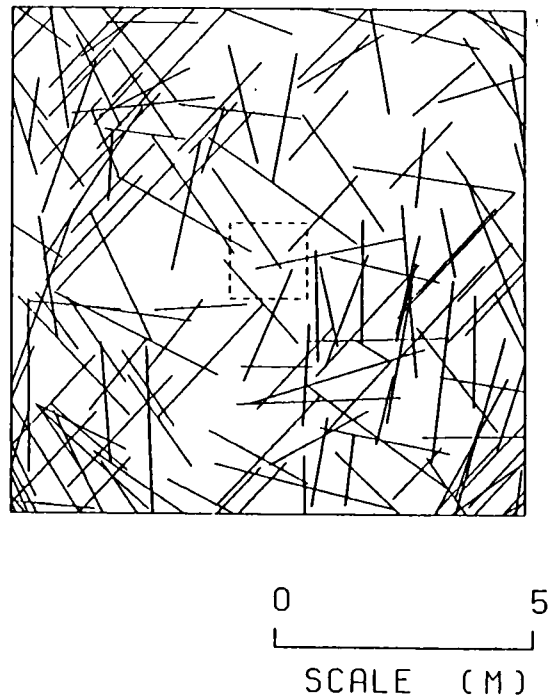


Fig. 11.20 岩盤モデル

Table 11.3 各方向の透水係数（北から時計回り）

	透水係数 (m/sec)	
	α	$\alpha + 180$
0	3.16×10^{-4}	7.94×10^{-5}
15	6.67×10^{-5}	8.78×10^{-5}
30	1.11×10^{-5}	3.02×10^{-6}
45	6.44×10^{-6}	1.84×10^{-6}
60	1.42×10^{-3}	1.53×10^{-4}
75	2.25×10^{-4}	8.79×10^{-4}
90	3.33×10^{-4}	3.75×10^{-4}
105	1.53×10^{-4}	3.35×10^{-5}
120	2.40×10^{-6}	4.06×10^{-6}
135	7.49×10^{-6}	7.09×10^{-6}
150	5.77×10^{-6}	2.19×10^{-3}
175	2.75×10^{-4}	5.54×10^{-4}

でに第6章で説明している（Fig. 6.45）。算出された細かい割れ目を含んだ岩盤部分の透水係数を各方向別にTable 11.3に示す。

（2） 解析モデル

上記の現場データを用い、仮想的に地下工事で地下のある深さのところで水位を低下させたとすると、その影響がどのように現れるかを長大割れ目を考慮して検討した。解析に用いた有限要素メッシュは、モデル計算用にできるだけ簡単なものを用意し、Fig. 11.21(a), (b) に示すものとした。境界条件は図面上端で非排水、その他は水頭 500m の水位固定である。図中の斜線部は掘削により水頭が 200m に低下したと仮定している部分である。比較のために割れ目を考えた場合と考えない場合を計算した。浸透解析手法としては、3次元的な水位変動も近似的に追跡するのに便利で、トンネルや地下空洞の掘削シミュレーションも可能となった準3次元手法を採用した。

この計算例では、岩盤部分の透水係数をTable 11.3から楕円形の最適平均値を

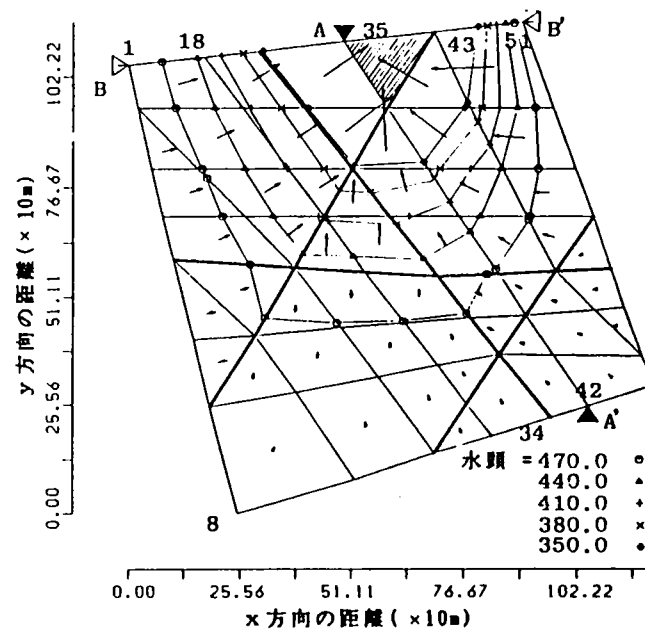


Fig. 11.21(a) 解析メッシュ図
(割れ目を考えた場合)

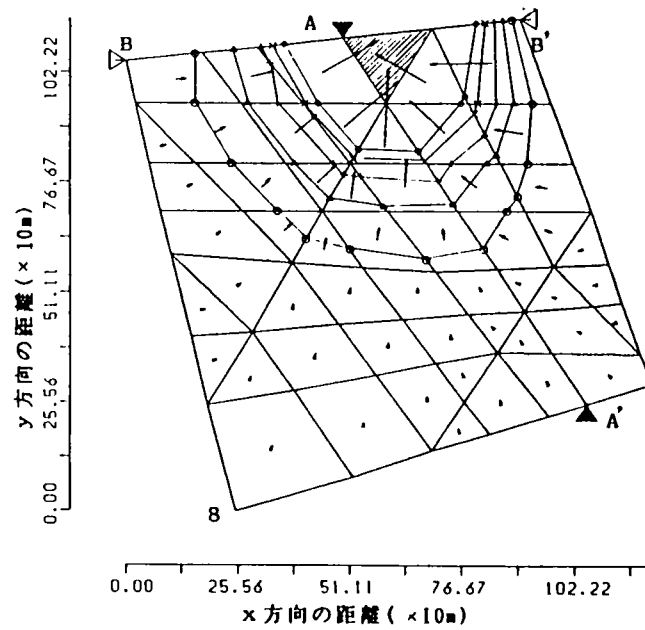


Fig. 11.21(b) 解析メッシュ図
(割れ目を考えない場合)

求める形で決定し、長大な割れ目の開口幅については挟在物などから勘案し平均的に5mmとした。解析の結果をFig. 11.21からFig. 11.23に示す。Fig. 11.21は掘削開始後10日目の水頭分布ならびに流速分布を表している。当然のことであるが割れ目のある方の水位低下が早く、流出流量も多くなっており、解析が妥当であることがわかる。

Fig. 11.22はメッシュ図のA-A'線に沿った断面における水頭分布の変化を示したものである。割れ目のあるモデルでは掘削後10日にして定常状態に至っているが、割れ目のない場合には約16日で定常状態になる。Fig. 11.23も同じように、B-B'断面の水頭変化を示している。割れ目を通る水みちが水位低下に貢献することが良くわかる。定常時の流出流量はこの例では割れ目のある方がない方の約20倍の値を示している。

ここで示したように、2次元モデルでの解析はモデル化と第10章までの手法で計算は遂行できるが、実際の岩盤を対象にした場合にはモデルの3次元化が課題として残る。

11.6 岩盤の3次元モデル

岩盤中の割れ目形状は、割れ目が岩盤内に存在するものであり、その全容を外部から見いだすことはできないので、露頭に現れる特性から推定しなければならない。岩盤面で測定される割れ目密度も単位体積中に存在する割れ目個数として表されるべきものである。そこで、式(11-4)で得られた調査露頭面での割れ目密度から、3次元的な割れ目密度を推定することを考える。この場合割れ目形状は円板、その半径は指数分布に従うものと仮定し、またその方向は露頭面に垂直にX軸、露頭面上にY、Z軸をとるとしたとき、露頭面の法線ベクトルをX軸、Y軸、Z軸回りにそれぞれ θ 、 ϕ 回転したならば割れ目面の法線ベクトルと一致するような方向をもつものとする。

このとき平面的な割れ目密度 N_m と3次元的な割れ目密度 N との間に次のような関係があることを導くことができる。

$$N = \frac{\sqrt{(\gamma_{12}\gamma_{23} - \gamma_{13}\gamma_{22})^2 + (\gamma_{12}\gamma_{33} - \gamma_{13}\gamma_{32})^2}}{(\gamma_{12}^2 + \gamma_{23}^2)} (1/\bar{l})N_m \quad (11-12)$$

ここに、1 : 露頭で観察される交跡線長の平均値

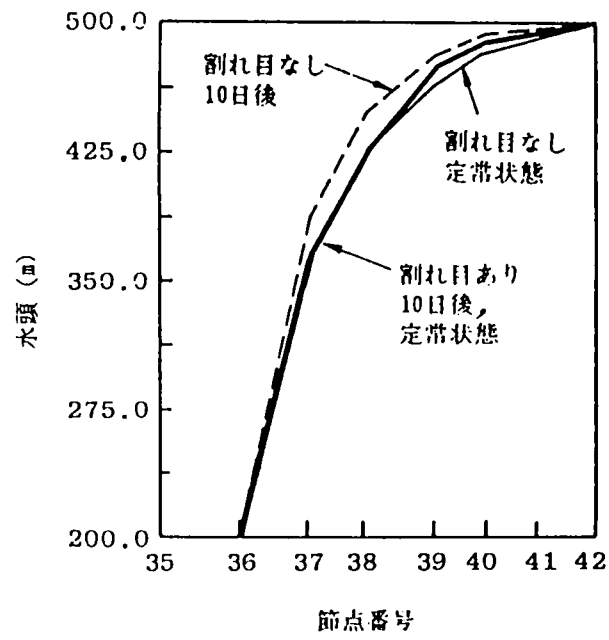


Fig. 11.22 A-A'線の水頭分布の変化

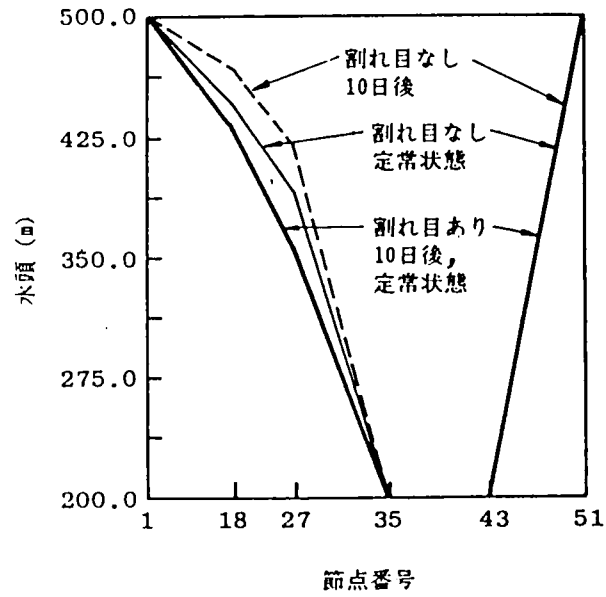


Fig. 11.23 B-B'線の水頭分布の変化

N_m : 露頭における割れ目密度 (個 / m^2)

$$\gamma_{11} = \cos \theta \cos \phi$$

$$\gamma_{12} = \sin \xi \sin \theta \cos \phi - \cos \xi \sin \phi$$

$$\gamma_{13} = \cos \xi \sin \theta \cos \phi + \sin \xi \sin \phi$$

$$\gamma_{21} = \cos \theta \sin \phi$$

$$\gamma_{22} = \sin \xi \sin \theta \sin \phi + \cos \xi \cos \phi$$

$$\gamma_{23} = \cos \xi \sin \theta \sin \phi - \sin \xi \cos \phi$$

$$\gamma_{31} = -\sin \theta$$

$$\gamma_{32} = \sin \xi \cos \theta$$

$$\gamma_{33} = \cos \xi \cos \phi$$

したがって、式(11-12)により、観察露頭面における割れ目密度がわかれば3次元的な割れ目密度を推定することができる。いま割れ目群の方向と、2次元浸透流解析を行おうとする断面の方向はわかっているから式(11-12)から、考えている断面の割れ目密度が計算できる。

ここの例のように解析的には簡単のために岩盤の割れ目は円形であると仮定することが多いが、これには多くの問題点がある。例えば割れ目の形状が円であれば露頭における割れ目の終結状況は大部分がFig. 11.12に示すようにお互いに交差するXタイプとなるが、実際の露頭面をみるとLタイプ、Tタイプの終結状況がみられる。また露頭に現れる割れ目のトレースの長さは実際の露頭面では指数分布を示しているが、割れ目を円形と仮定すると対数正規分布を示すようになる。

割れ目形状を円とすること(Baecher(1977))は解析上の簡単化のためであり、実際の露頭における割れ目の終結状況、およびトレース長の状態を考慮にいれば割れ目形状を円に仮定することには問題が多い。したがって、割れ目の形状を多角形に仮定した3次元岩盤モデルを用いて上記の問題点の解決を試みる。

割れ目形状が多角形で、露頭における割れ目相互間の終結状況に先にあげたTタイプ・Lタイプのものが現れるような3次元岩盤モデルを、Dershowitz(1986)の提案に従って次のような方法(Fig. 11.24)でコンピュータにより作成する。

- ① 三次元空間に割れ目平面を位置を任意に決めて発生させる。
- ② 発生させた割れ目平面相互の交差線により平面をいくつかの多角形に分割する。
- ③ 各割れ目平面にできている多角形領域の中で、割れ目を決定する。

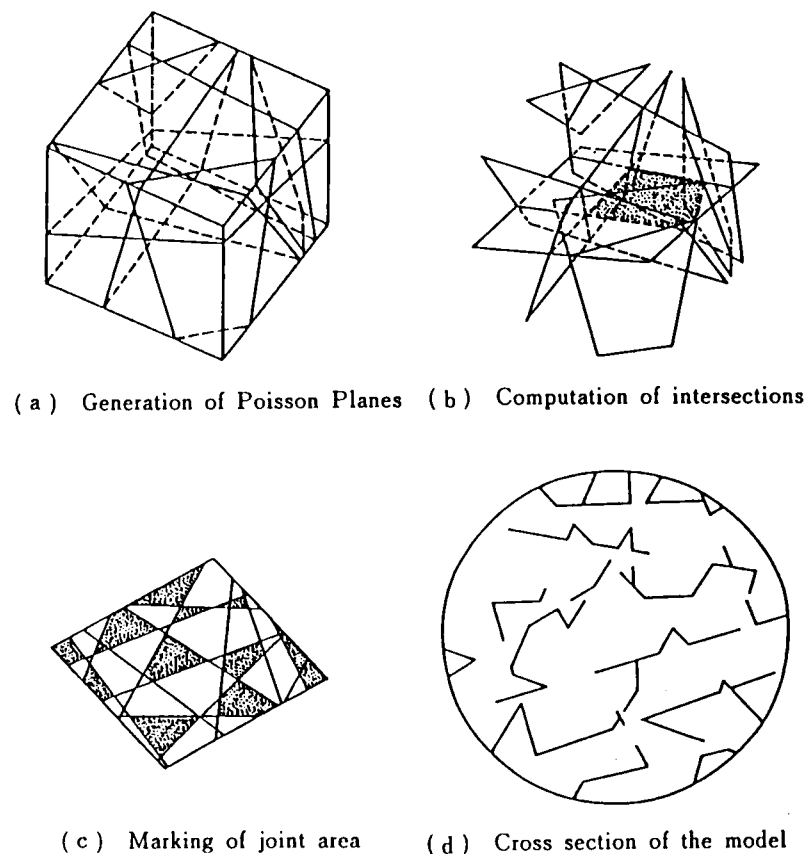


Fig. 11.24 Dershowitzモデル

さて今回の調査では、調査面は水平面で1カ所であるから、これからの割れ目の方向・大きさ・密度などが3次元的にどのような性状をしているのかを推定することは不可能である。しかしながら、以下に示すような大胆な仮定を設けて、今回提示した3次元モデルの例を示すことにする。先に行った卓越解析において割れ目の卓越方向は2個存在していることが判明した。また今回の調査データのほかに鉛直面における割れ目データで水平に近い方向を持つ卓越群が存在することがわかっているので、この岩盤では先の2個の卓越方向の他に水平に近い方向の卓越群を合わせた3個の方向に割れ目が卓越していると考えられる。今回は簡単のためこの3つの卓越群にのみ着目した岩盤モデルを対象にする。

まず10.0m×10.0mの領域を設定し、割れ目平面の方向をこの卓越した3方向に、割れ目平面の個数を簡単のためそれぞれ20個に仮定して岩盤モデルを作成した。

このとき③で示した割れ目の決定方法については、今回は割れ目面積が指数分

布に従うように選定した。割れ目密度についてはこのようにしてできた三次元岩盤モデルを水平面で切断したとき、切断面に表れる割れ目パターンをFig. 11.25に示すがこれを見るとこれまでの岩盤モデルにはみられなかったLタイプ・Tタイプの割れ目の終結タイプも表現できていることがわかる。またこのとき切断面に現れる割れ目長の頻度分布をFig. 11.26に、またこの割れ目長データを指数確率紙にプロットしたものをFig. 11.27に示す。これから割れ目の形状を多角形に仮定したとき、割れ目長の従う分布形は指数分布に近似でき、実際の岩盤露頭面に表れる割れ目長データの従う分布形と一致することがわかる。これまで割れ目形状は解析上の簡単化のために円形が仮定されていたが、本報告に示したように割れ目形状を多角形に仮定した岩盤モデルのほうが現実をよりよく表しているといえる。

しかしながらここに示した岩盤モデルを作成する場合、割れ目の大きさ・密度を前節までに示した2次元の岩盤露頭面における情報からいかに決定するかについてはまだまだ検討の必要がある。これについては今回の岩盤モデルに仮定した割れ目の形状が多角形であるため、解析的にアプローチすることは難しく、数値シミュレーションに頼らざるを得ず、今後の課題である。

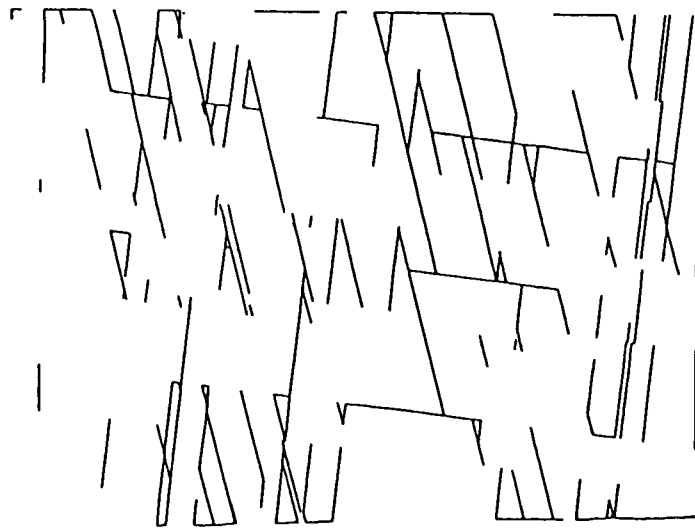


Fig. 11.25 3次元割れ目モデルの断面図

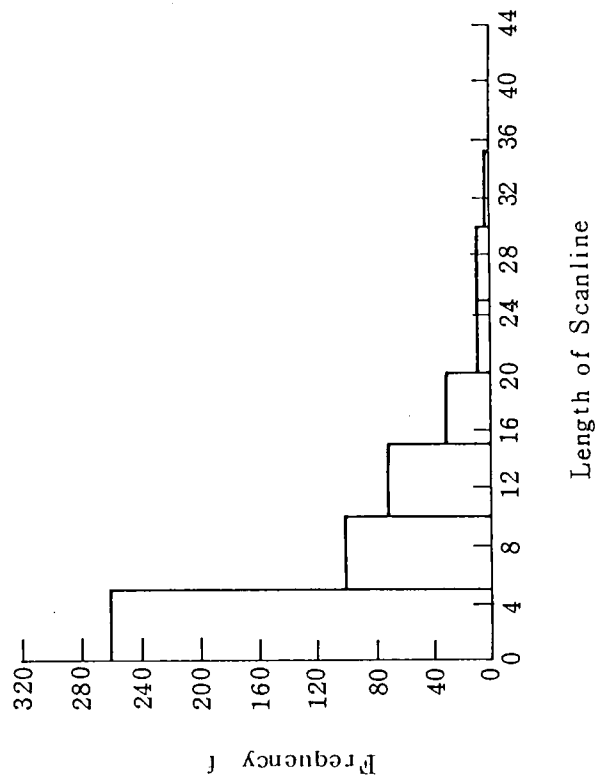


Fig. 11.26 割れ目長さ分布

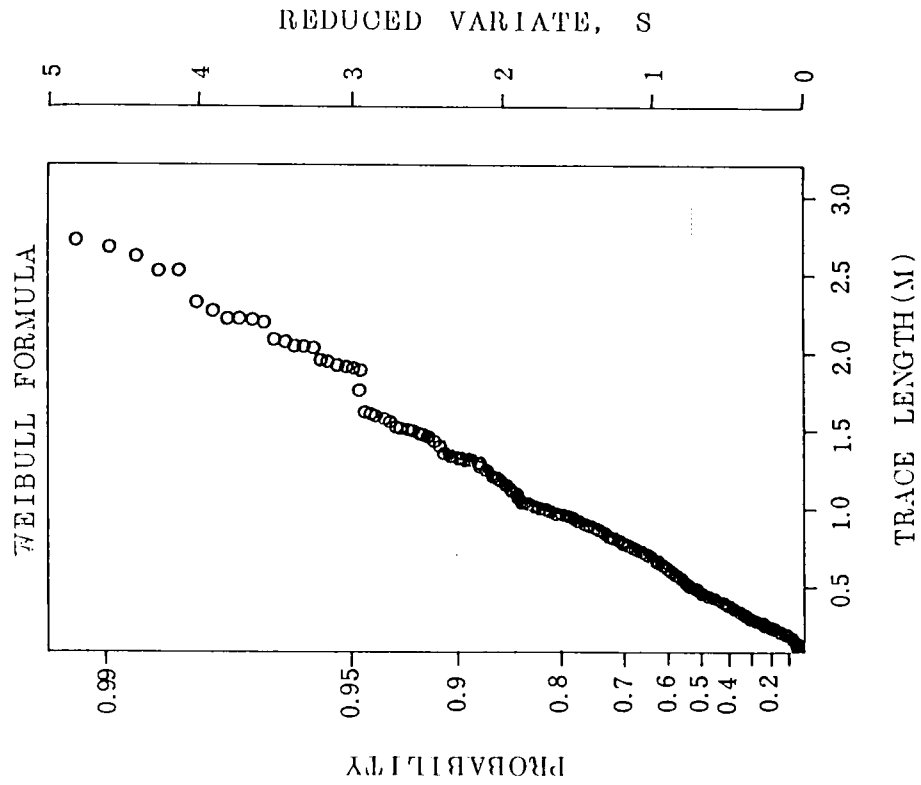


Fig. 11.27 割れ目長さの確率対数紙表示

11.7 地盤統計手法 (Geostatistics)

11.7.1 概略

岩盤工学において、採取されたデータのなんらかの統計処理は不可欠である。岩盤の特性の把握は容易ではない。調査や試験が行われていても、ほんの限られた点での情報が得られているにすぎない。したがって、限られたデータから必要な地盤・岩盤特性を推定する効果的な手法の開発が望まれている。

いま、有限個のデータからある点の、またはある領域の推定を行うとする。その際、単純にそのデータの平均を取ったり、また、距離に反比例するような重みや距離の自乗に反比例するような重みを掛けてその推定値とする方法がよく用いられる。これらは一見妥当性があるように思われるが、明確な根拠はない。

これまで鉱山採鉱の分野で用いられてきた地盤統計手法は、サンプリング領域の場の特性とサンプリング点の幾何学的な配置をもとにして、ある推定点に対する最適な重みの組を計算し、数学的に根拠のある推定値を計算しようとするものである。例えば、地層マップを描くためにボーリングデータ同士の間を結ぶのに、専門家の経験や勘に頼ることなく、数学的に最も確からしい曲線を引くことができる。

地盤統計手法的なデータ評価は、サンプリング領域の場の特性把握、最適推定値の計算、の2つの段階に大きく分けられる。

11.7.2 セミバリオグラム (semi-variogram)

地盤統計手法で扱うのは、サンプルデータ同士の差の分布が全対象領域内で同じであり、方向と距離のみで決まる（これを準定常性という）ケースである。

セミバリオグラム $\gamma(h)$ とは、ある地点から距離 h だけ離れたときデータがどれだけばらつくかを示す指標であり、距離 h だけ離れたすべてのサンプルの組のデータの差の自乗の平均値の半分である、と定義される。準定常性の条件より、対象領域内ではセミバリオグラムは位置 x には無関係である。位置 x におけるデータを $Z(x)$ で表し、これを式で書くと、

$$E[Z(x+h) - Z(x)] = 0 \quad (11-13)$$

$$E\{[Z(x+h) - Z(x)]^2\} = 2\gamma(h) \quad (11-14)$$

となる。ただし、 $E[Z(x)]$ は $Z(x)$ の期待値を表す。上式より、 $Z(x+h) - Z(x)$ の1次および2次のモーメント（すなわち上式の右辺）は x に関係しない（こ

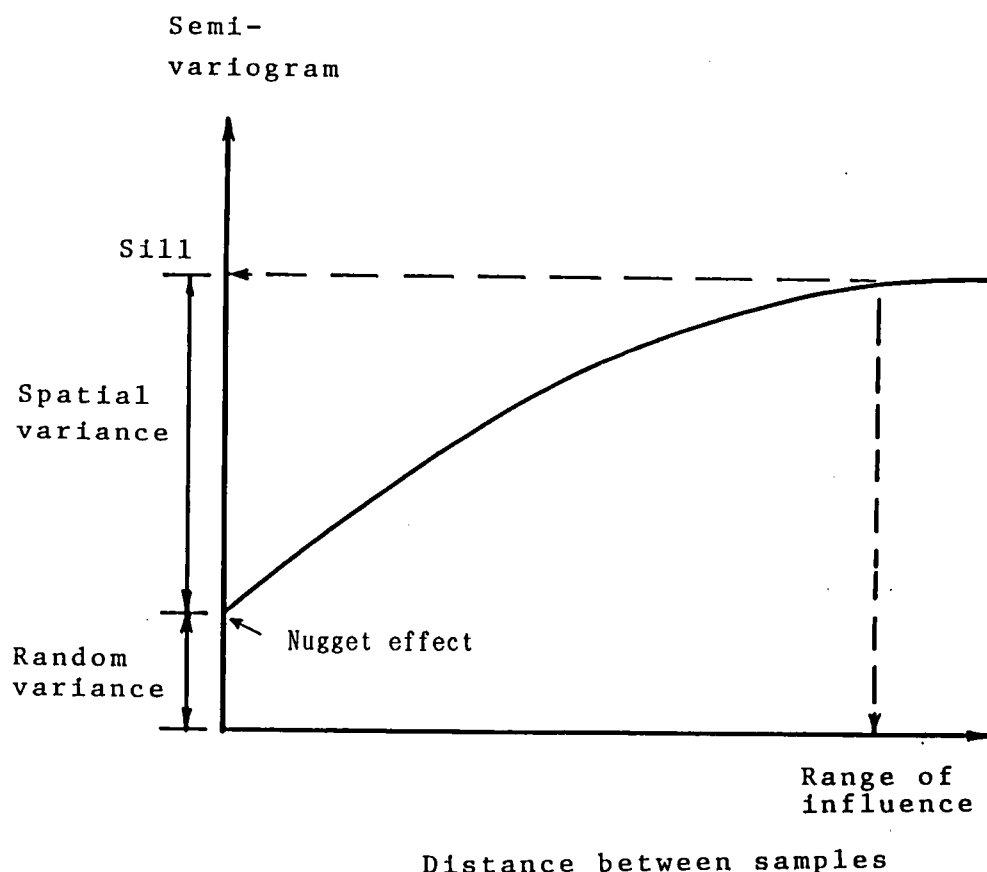


Fig. 11.28 セミバリオグラムの概念図

れを 2nd order stationary という)。

セミバリオグラムは、Fig. 11.28 の概念図に示すように距離 h の連続関数である。 $h=0$ のときは同一サンプル同士で差を考えているわけだから、明らかに $\gamma(0)=0$ である。また、サンプルに周期性がないならば、距離 h が大きくなるほどサンプルデータ間の差は徐々に大きくなっていくはずであるから、セミバリオグラムのグラフは右上がりになる。そして、もし、 $h \geq a$ のとき $\gamma(h)=C=\text{const.}$ (つまり頭打ち) になれば、 a を影響範囲、 C をシルという (Clark(1982))。

一方、距離 h だけ離れた N 個のサンプルの組から計算されるセミバリオグラム $\gamma^*(h)$ は、次式で与えられる。

$$\gamma^*(h) = \frac{1}{2(N-h)} \sum_{i=1}^{N-h} (g_i - g_{i+h})^2 \quad (11-15)$$

ただし、 g_i は、 i 番目のサンプルデータである。こうして計算された有限個の点 $(h, \gamma^*(h))$ のプロットから、連続的なセミバリオグラムの関数形を決定する

(これをModel Fittingという)。単にセミバリオグラムといえ、この連続関数 $\gamma(h)$ をさす。

さて、計測されたデータには不確実な要素(具体的には誤差)が不可避免的に含まれている。それは、この $(h, \gamma^*(h))$ のプロットの原点近傍の値が0に近い値にはならないという形であられる。これを、Nugget effect という。計測データの信頼性が低いとこれが大きくなり、そのデータ群に対して地盤統計手法を適用して得られる推定値は、与えられた条件のもとでは確かに最適な値ではあるが、その持つ意義は小さい。

地盤統計手法による推定は等方性の仮定のもとで行われるので、方向ごとに作成されたセミバリオグラムなどによって異方性が確認されたならば、方向ごとの長さの単位を調整して等価な等方性地盤を構想する必要がある。

11.7.3 クリギング(Kriging)

セミバリオグラムが作成されれば、それをもとにして、パラメータを推定することができる。この段階をクリギングという。

いま、データ群 Z の n 個のサンプルデータ $Z(x_i)$ (x_i はサンプルの位置、 $i = 1, 2, \dots, n$) があり、そのデータ群のセミバリオグラムの関数形が決定されているとする。このとき、位置 x における Z の推定量 $Z^*(x)$ が $Z(x_i)$ の線型結合で表されたとする。これを式で書くと、

$$Z^*(x) = \sum_{i=1}^n \lambda_i Z(x_i) \quad (11-16)$$

となる。ここに、 λ_i は i 番目のデータに割り当てられる重みである。これが不偏推定量であるためには、

$$\sum_{i=1}^n \lambda_i = 1 \quad (11-17)$$

でなければならない(これを non-biased condition という)。また、推定値の分散はセミバリオグラムの積分を用いて表すことができる。

クリギングとは、式(11-17)の条件下で、分散を最小にする λ_i の組を決定することである。 λ_i はLagrangeの未定係数法により決定される。これを式(11-16)に代入して最適推定値を得る。

11.7.4 複合クリギング (co-kriging)

実際の地盤調査では少数のデータしか得られないことも多い。このときは、推定値の持つ意義は小さくなる。このとき、そのデータ群と相関のあるデータ群を参照して推定を行うことができれば、より真に近い推定値を得ることができるはずである。例えば、岩盤の透水試験はその単価が高いため、多数行うことは困難である。そこで、岩盤の透水性を推定しようとするとき、それと強い相関を示すパラメータの計測データ群（例えば、R Q D：岩盤の透水性が大きい部分は多数のクラックが発生していることが考えられる。このことから、透水性と R Q D との間には強い相関があるものと予想される。）があり、それを参考にすることができれば、よりよい推定ができる。

クリギングは単一のデータ群による推定であるが、これに対して、複数のデータ群から推定値を得る方法がある。これを複合クリギングという。推定の直接の対象とするデータ群を第 1 群とする。その他、 $(k-1)$ 個のデータ群（第 p 群には n_p 個のデータがあるものとする）があり、第 1 群のデータの推定に当たってよりよい推定をするために合わせ用いるものとする。位置 x での推定値 $Z_1(x)$ は、以下の式で表せるとする。

$$Z_1(x) = \sum_{i=1}^{n_1} \lambda_{1i} Z_1(x_i) + \sum_{p=2}^k \sum_{j=1}^{n_p} \lambda_{pj} Z_p(x_j) \quad (11-18)$$

ここに、 λ_{pj} ($p = 1, 2, \dots, k, j = 1, 2, \dots, n_p$) はデータ群 p の j 番目のサンプルに割り当てられる重みであり、 $Z_p(x_j)$ はデータ群 p の j 番目のサンプル値である。この式の分散は、第 1 群のセミバリオグラムと、第 1 群とその他のデータ群とのクロス・セミバリオグラムとの積分を用いて表わすことができる。なお、クロス・セミバリオグラムの定義は次式である。

$$\gamma_{pq}(h) = \frac{1}{2(N-h)} \sum_{i=1}^{N-h} (p_i - q_{i+h})^2 \quad (11-19)$$

ただし、 p_i 、 q_{i+h} はそれぞれ、データ群およびデータ群 q の i 番目のサンプルデータである。また、このときの non-biased condition は、次の 2 式で表される。

$$\sum_{i=1}^{n_1} \lambda_{1i} = 1 \quad (11-20)$$

$$\sum_{i=1}^{n_p} \lambda_{pi} = 0 \quad (p=2, 3, 4, \dots, k) \quad (11-21)$$

複合クリギングとは、この条件下で、分散を最小にするような重み λ_{oi} の組を決定することである。これらはLagrangeの未定係数法により決定され、これを式(11-18)に代入して最適推定値を得る。

11.8 地盤統計法の適用例

11.8.1 1次元地盤統計手法

ボーリング線上に分布しているRQD値のデータに関してセミバリオグラムを作成し、少数のデータからクリギングを用いて推定を行い、実際のRQD値との比較を行った。

(1) RQD値に関するセミバリオグラム

地下18mより1021mまでの花崗岩層で1mごとのRQDの値を克明に記録したデータ（田中ら(1988)：その一部をFig. 11.29に示す）を基に、RQDに関するセミバリオグラムの作成した。

全データ（密なデータ）を用いて作成したセミバリオグラムをFig. 11.30に、比較の対象として、2m, 3m, 5m, 8mごとのデータ（粗なデータ）を抽出して作成したセミバリオグラムをFig. 11.31からFig. 11.34に示す。各々のグラフに対してモデルを当てはめると、Fig. 11.30からFig. 11.33に関しては球状モデルとNugget modelの重ね合わせで、Fig. 11.34に関してはNugget modelで表現されることがわかる。

1m, 2m, 3mごとにデータを抽出して作成したセミバリオグラムの間にはさほどの違いがみられないが、データ採取間隔が5m, 8mとなるにつれてNugget effect は大きくなり、推定のしような要素が大きくなっていくのがわかる。データ採取間隔が8mのセミバリオグラムからは、影響範囲に相当するものを見いだすことができない。これは、このデータのセミバリオグラムの影響範囲は7.2m程度であり、それよりも大きなサンプル間隔で作成したセミバリオグラムには影響範囲に相当するものは現れてこないためと考えられる。

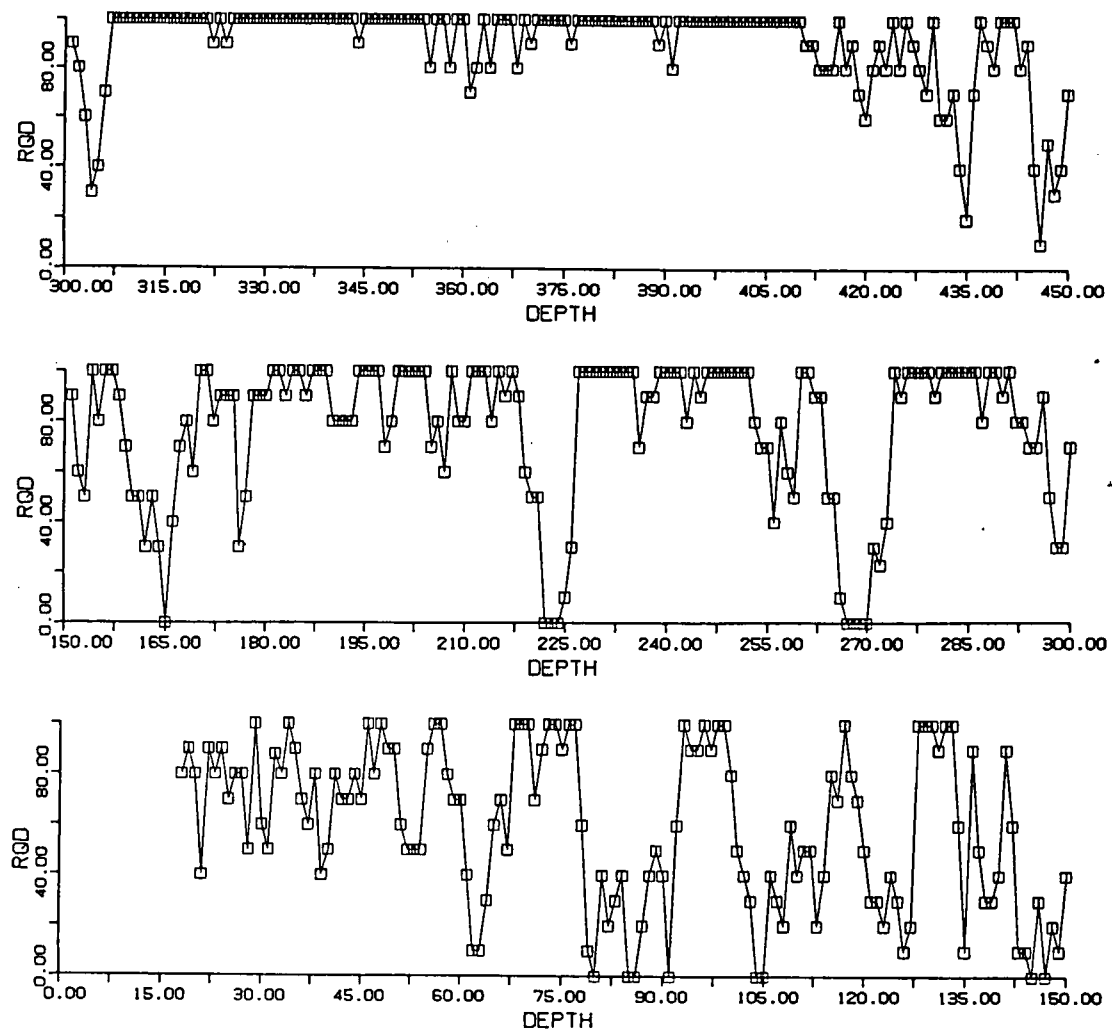


Fig. 11.29 R Q D データの一部

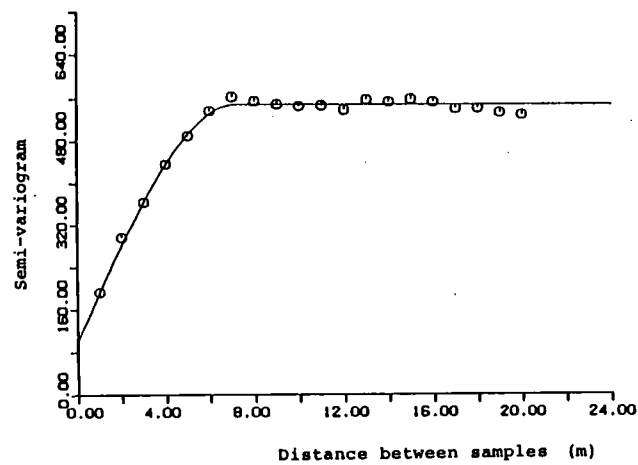


Fig. 11.30 全層で作成したセミバリオグラム (全データ)
(Spherical model, $a=7.2\text{m}$, $C=550$, $n=100$)

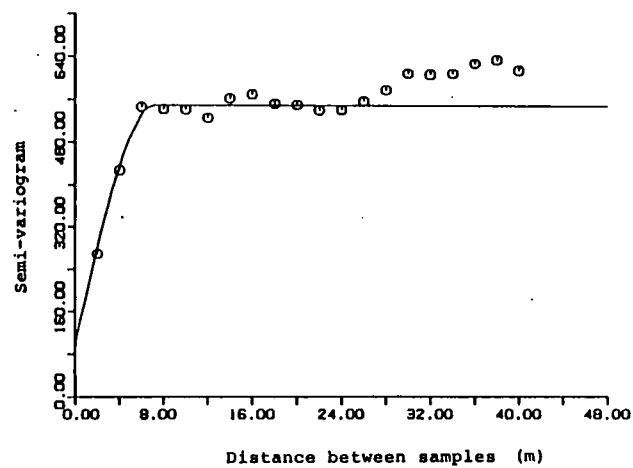


Fig. 11.31 全層で作成したセミバリオグラム (2 m ごとデータ)
(Spherical model, $a=7.2\text{m}$, $C=550$, $n=100$)

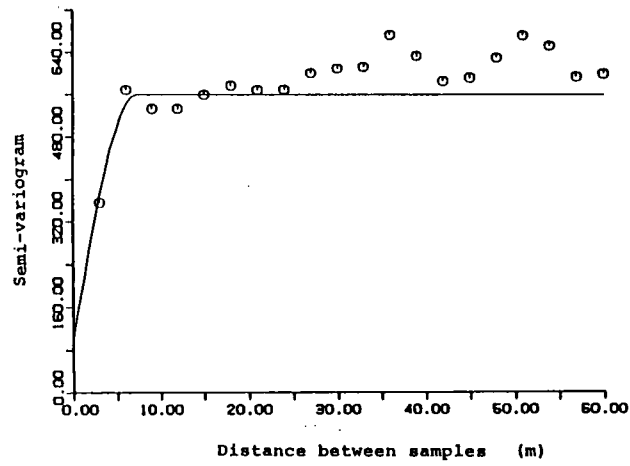


Fig. 11.32 全層で作成したセミバリオグラム (3 m ごとデータ)
(Spherical model, $a=7.2\text{m}$, $C=560$, $n=100$)

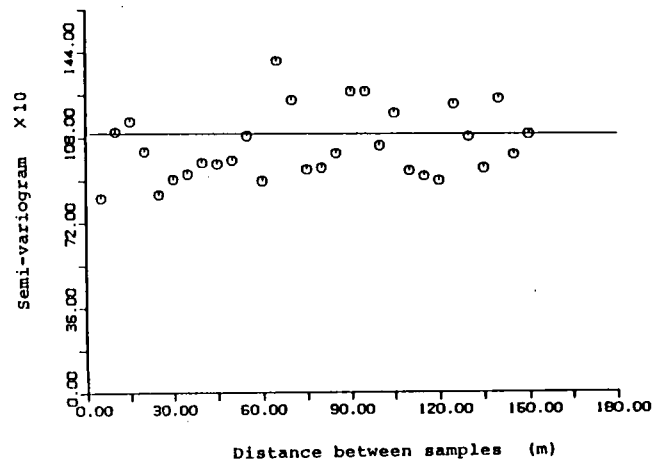


Fig. 11.33 全層で作成したセミバリオグラム (5 m ごとデータ)
(Spherical model, $a=15.0\text{m}$, $C=620$, $n=400$)

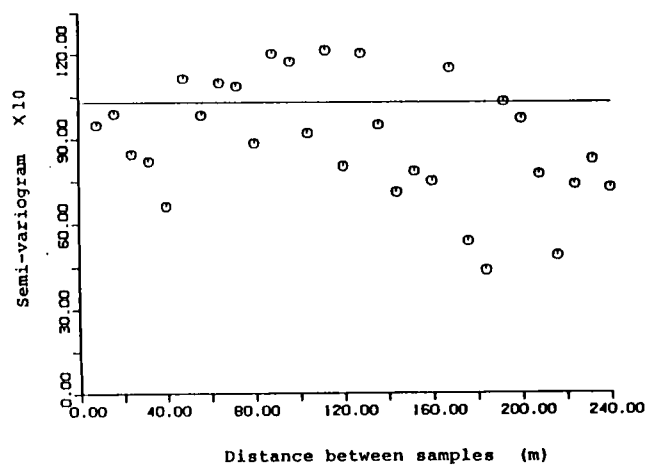


Fig. 11.34 全層で作成したセミバリオグラム (8 m ごとデータ)
(Pure nugget model, $n=550$)

データ採取は間隔が細かければ細かいほど望ましく、8 mを越える間隔で採取されたデータをもとに未知の各点の値を推定しようと試みても、セミバリオグラム作成段階で真のサンプル間の相関（サンプル間の影響範囲など）を明らかにすることができず、地盤統計手法を用いても、その推定値は単純にデータの平均値をとったものに等しくなる。また、どのグラフを見てもシルの値は等しい。これは、同一な母集団より値を抽出しているので、いずれのデータ群より算出される分散も等しいためである。

(3) クリギング

クリギングの例としてR Q Dデータで3 mごとのデータを抽出し、それらのデータ間の地点のサンプル値の推定を行った。そのうち地下78.0mから 108.0mにわたって推定したものをFig. 11.35に示す。なお、図中の□印は解析に用いた3 mおきのデータで、その結果得られた最適推定値が、3本ある実線のうち中央の実線である。また、クリギングの大きな特徴として、各推定値とともに、その確からしさを示す誤差分散を合わせて計算することができた。最適推定値の実線をはさむ上下2つの実線は、（最適値） $\pm 1.96\sigma_k$ としたもので、95%の確率で存在する範囲（95%信頼区間）を示している。また、*印は比較参照のためにプロットした実際のR Q D値である。

なお、図の中でR Q Dの値が、負になったり 100を越える値になっている箇所もあるが、R Q Dの定義よりこれらの値は意味を成さない。この図は、単に（最適値） $\pm 1.96\sigma_k$ とした値を示したためである。

Fig. 11.35を細かく検討すると、3 mごとの解析に用いたデータ付近に若干急激に変化していると思われる部分が存在する。クリギングでは、3 mごとの入力データに関しては、実際に計測されて得られたデータであるため、これを絶対的真値とみなしている。したがって、これらの点では、誤差分散の値も0となっている（クリギングでは、実際に計測した点には誤差を考えず、それらをもとに推定する値に対しては誤差を考える）。しかし、クリギングに先だって仮定したセミバリオグラムの中には、Nugget effect が仮定されており、そのデータ採取点に関してもある程度の「曖昧さ」があることが考慮されている。したがって、データ採取点の近傍の地点の値を推定するに際して、少し離れた点の値も相対的に大きな割合で考慮されたことになっており、このように若干急激に変化している

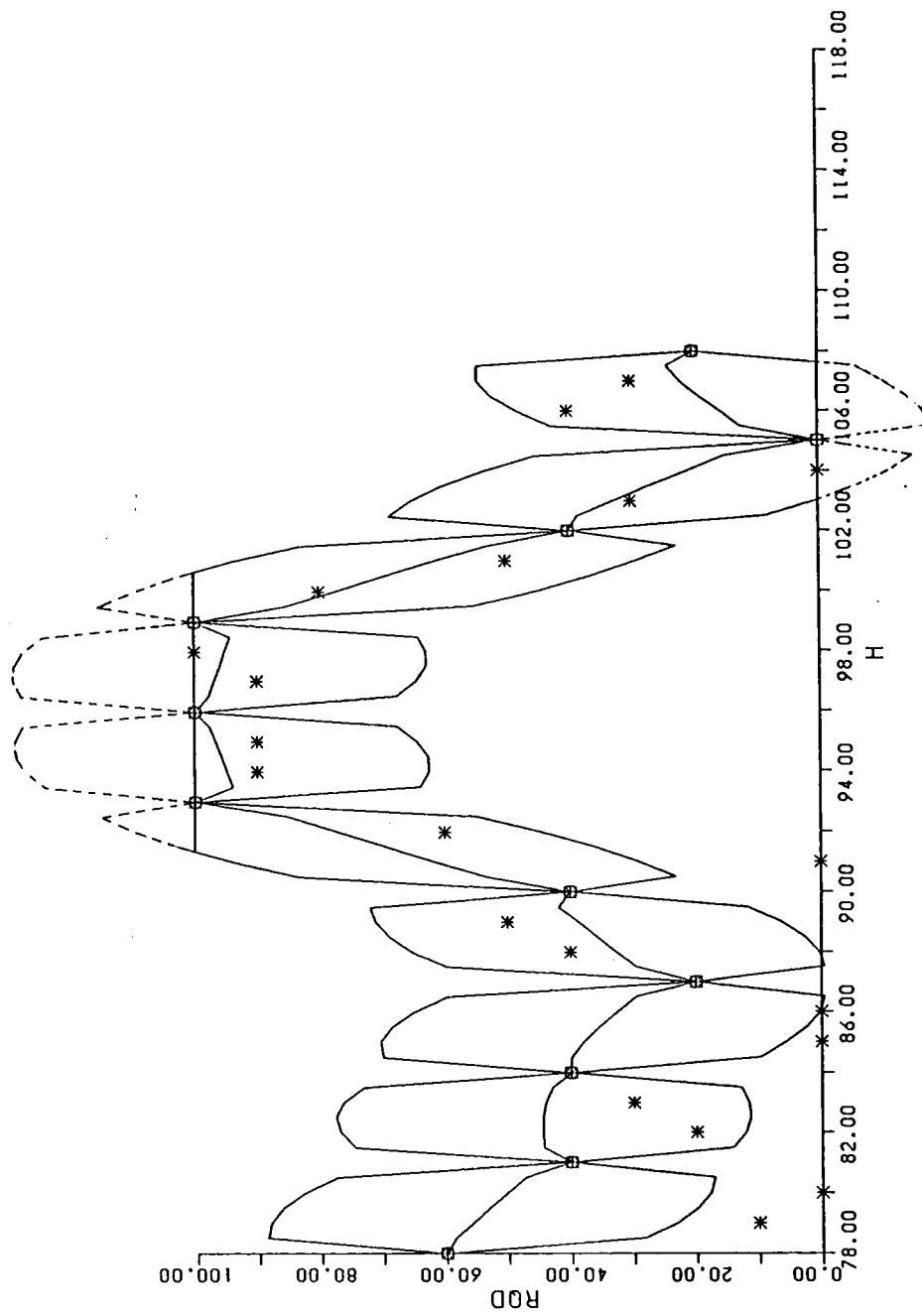


Fig. 11.35 クリギングによるRQD値の推定結果
(セミバリオグラム Fig. 11.30による)

ように感じられる部分が存在することになる。このことをよりはっきりと示すために、セミバリオグラムとしてNugget effectが0の純粋な線形モデル、

$$\gamma(h)=(550.0/7.2)h$$

を仮定してクリギングを行った結果をFig. 11.36に示す。Fig. 11.36では、急激に推定値が変化していると考えられる部分が消滅していることがわかる。

また、この線形モデルの例は、単に、3 m ごとのデータの間を直線で結ぶことによって、データを補間している。データ間を直線で結ぶやり方は、データ間を補間する最も簡単な方法としてしばしば用いられる方法である。この方法は、セミバリオグラムとして線形モデルを仮定したときに得られる解と一致することが、ここで確認された。

Fig. 11.35から実際にデータを採取した点から、距離が離れるにしたがって、誤差分散が大きくなっている、つまり、実際のデータ採取点から離れれば、離れるほど推定値に不確かな要素が付加されていくことを観察することができる。

11.8.2 2次元地盤統計手法

2次元問題の例として、Fig. 11.10を用いて岩盤の露頭面に現れた割れ目の単位面積当りの本数、単位面積当りの総長を考察する。図の割れ目マップを一边が1 mの正方形、6×18個の領域に分割する。そして、各々の正方形格子内で、割れ目の本数、割れ目長さの総和を求め、それらの値を格子の中心の座標と対応させる。1辺の長さが1 mの正方形格子に分割したときの各格子内の割れ目の本数、割れ目長さの総和を求めたものをFig. 11.37に示す。

(2) 割れ目の本数・総長に関するセミバリオグラム

正方形格子内割れ目本数に関するセミバリオグラムをFig. 11.38に示し、割れ目長さの総和に関するセミバリオグラムをFig. 11.39に示す。Fig. 11.38に関しては、セミバリオグラムは、右上がりの傾向を示し、指数モデルとNugget modelの重ね合わせで表現が可能かと思われる。しかし、Fig. 11.39に関しては、セミバリオグラムが右上がりの傾向を少なくとも今回のケースでは示しているとはいえず、Nugget effectのみである。つまり、割れ目長に関しては、サンプル間（場所）依存性を示しておらずランダムに一様に分布しているという結果が得られた。

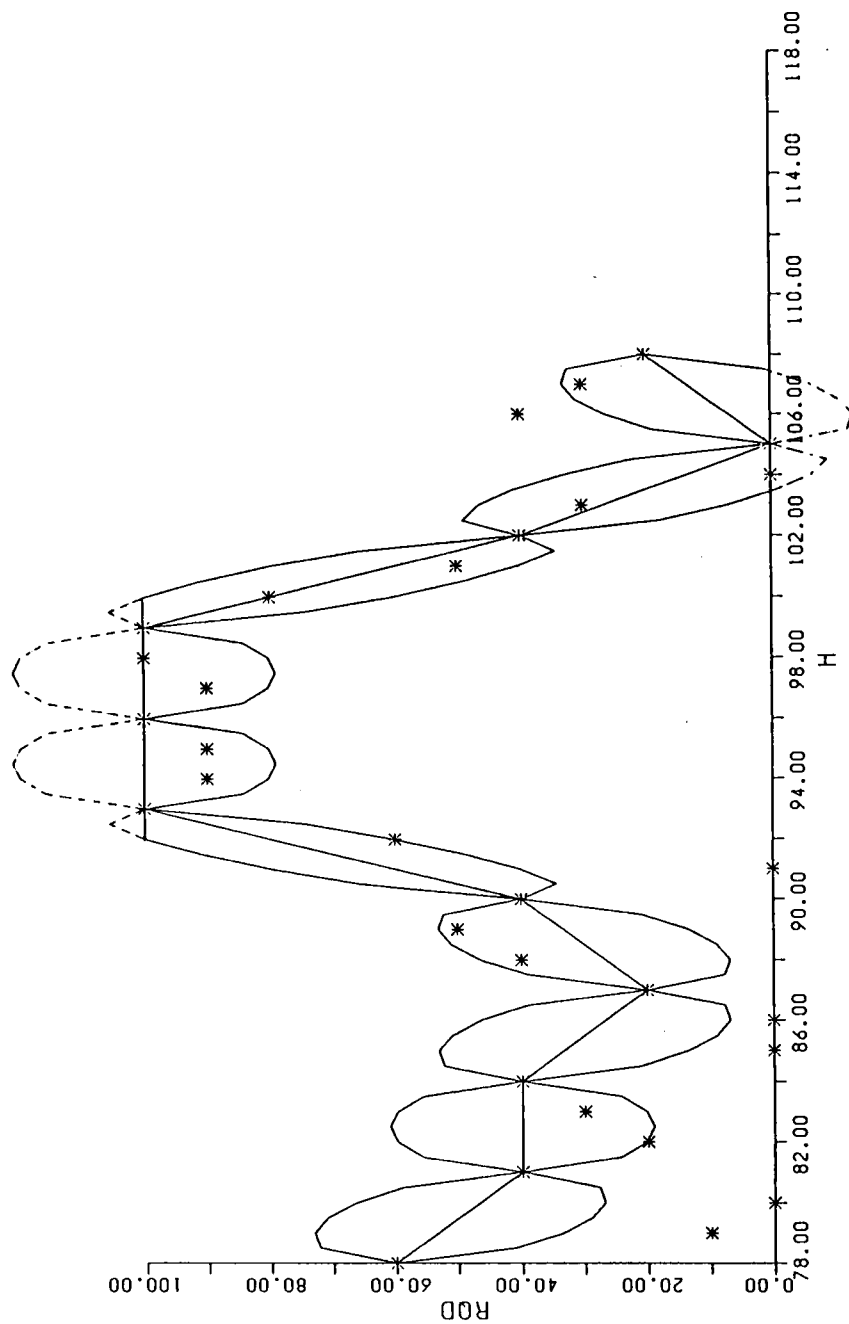
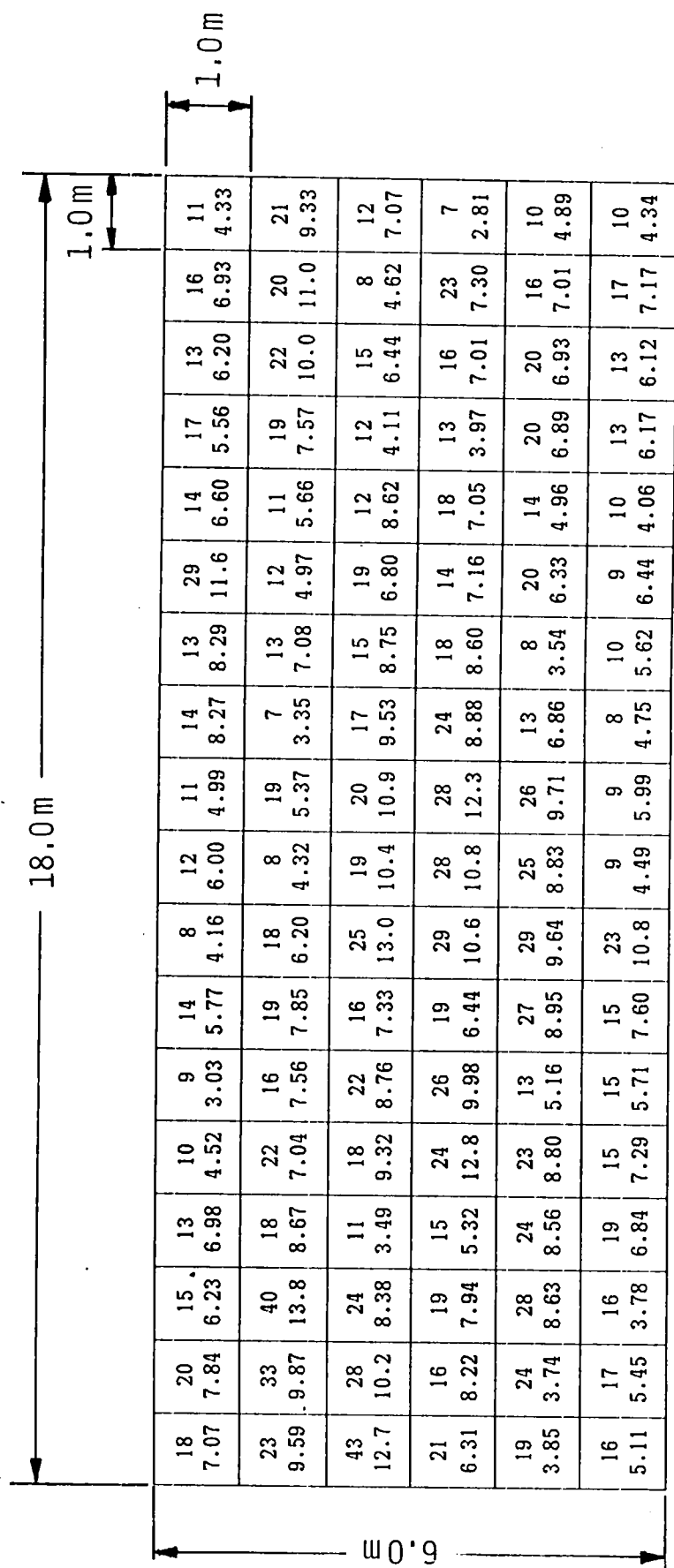


Fig. 11.36 線型モデルを仮定したR Q D 値の推定結果



上段は、格子内節理本数
下段は、格子内節理長さの総和

Fig. 11.37 一辺 1 m の正方形格子内の割れ目本数、割れ目長の総和

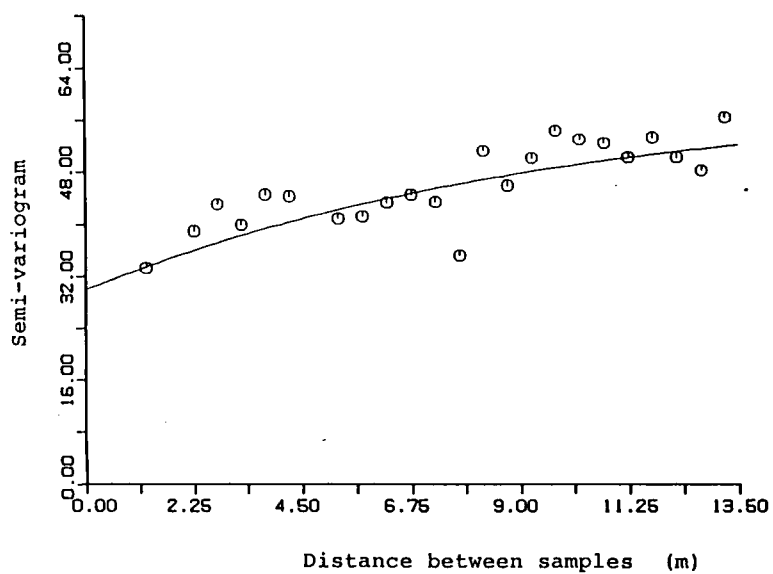


Fig. 11.38 割れ目本数に関するセミバリオグラム
(Exponential model, $a=10.0\text{m}$, $C=60$, $n=30$)

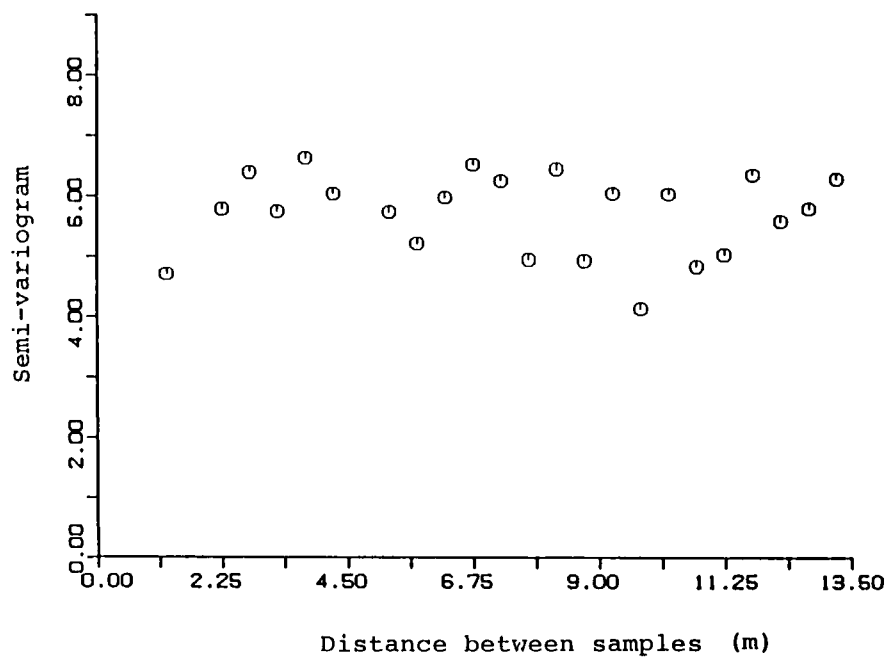


Fig. 11.39 割れ目長の総和に関するセミバリオグラム

(3) 割れ目本数のクリギングによる推定

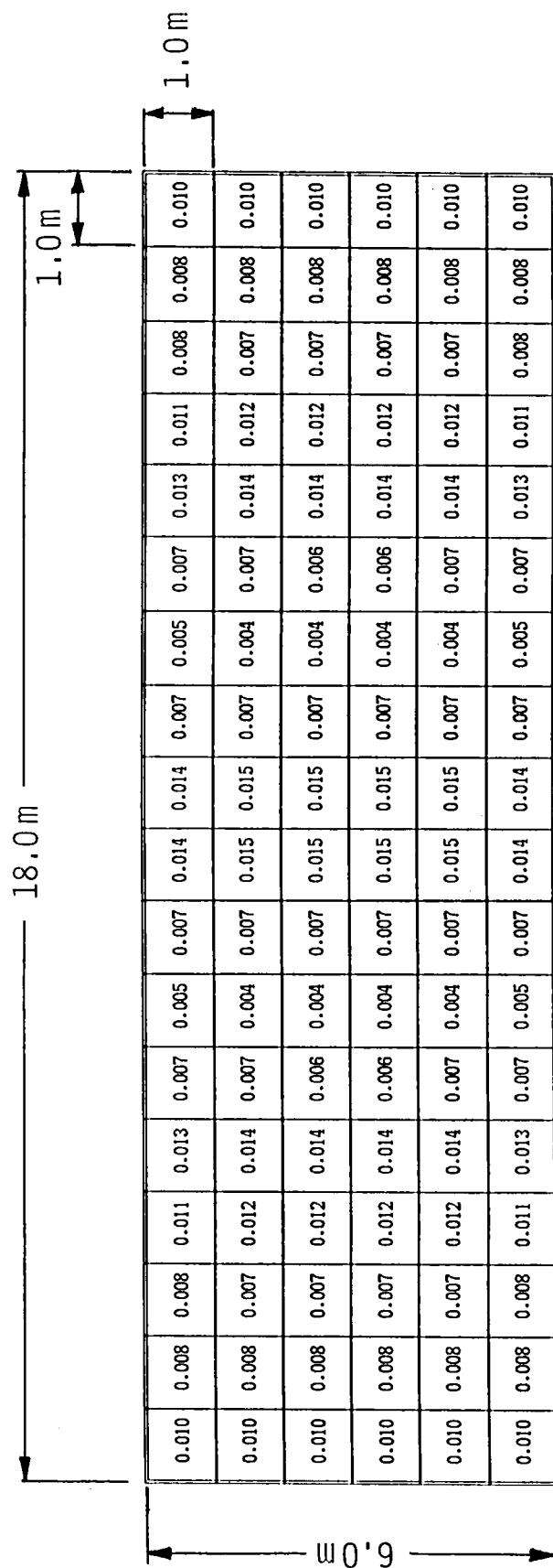
単位面積当りの割れ目本数に関して作成されたセミバリオグラム (Fig. 11.38) を仮定してクリギングを行った。ここでは、1次元問題とは違って、ある点の値ではなく、ある大きさの領域に対して最適な推定を行う。つまり、点での地盤定数を推定するのではなく、ある領域ではどれくらいの地盤定数を考えるのが適当かを検討する。

6m×18mの領域に全部で108個のサンプルが配置されている。このデータをもとに、各サンプルに与えられた重み係数、クリギングによって得られた最適推定値、並びにその分散値について考察する。

クリギングの結果はFig. 11.40に示すような重みを各サンプルに与えた。常識的に考えて中央部のサンプルほど大きな重み係数が与えられるであろうと想像したが、結果は予想した通りであった。しかし、一概にそういいきれない部分があるのに気づく。例えば、右から5列目のサンプルに与えられている重みは、より中央部に存在している右から6, 7, 8列目のサンプルの重み係数より大きな値である。これは、いったい何を意味するのであろうか。

ここで、次のようなClark(1982)によって行われた計算例を引用する。サンプル採取地点並びに評価領域の位置をFig. 11.41に示し、各サンプル地点の座標並びにサンプル値、距離の逆数に比例するような重みを割り当てた場合の各サンプルの重み係数、クリギングによる各サンプルの重み係数をTable 11.4に示す。この例で注意すべきは、サンプル2に割り当てられる重みがクリギングによるならば極端に小さい点である。これは、サンプル2がサンプル1のほぼ延長上にあるためにサンプル間の相互関係という点を考慮にいれるならば、サンプル2の持つ情報のかなりの部分をサンプル1でいい表すことができるため、サンプル2のもつ意味は相対的に低下してしまうことを意味している。このようなことは、従来のサンプル間の相互関係を考慮しない統計手法では、起こり得ないことであって、距離の逆数に比例するような重みを割り当てた場合には、サンプル2の相対的な重みの低下は起こり得ない。

このようにクリギングでは、サンプル間の相互の影響をも考慮にいれた上で重みの決定をするために推定に際して右から5列目のサンプルに割り当てられる重みが、中央付近のサンプルに割り当てられる重みに比して大きくなるようなこと



$$\tau^* = 17.480$$

$$\sigma_{\tau}^2 = 1.703$$

Fig. 11.40 領域 I の推定に際しサンプルに与えられた重み係数、および最適推定値、分散値

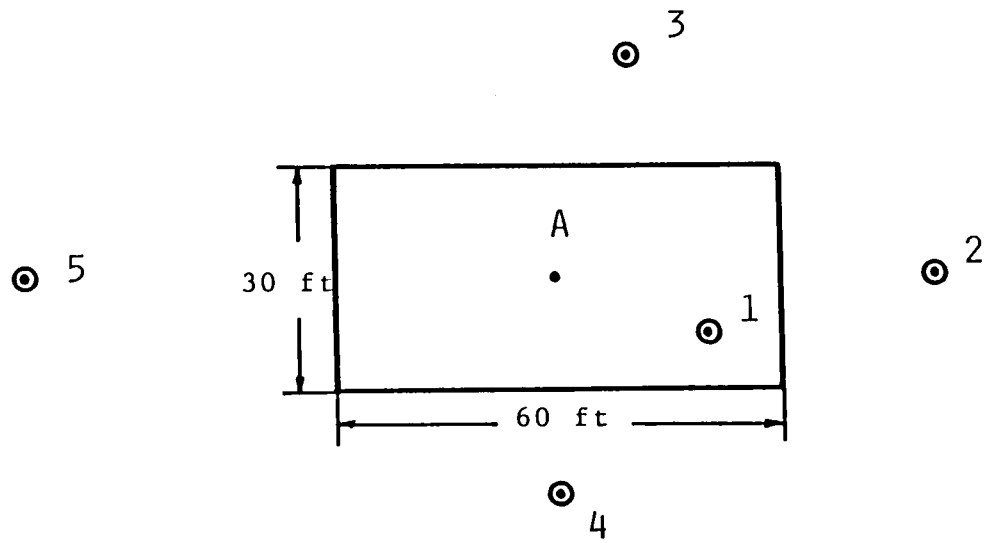


Fig. 11.41 Clark(1982)によって行われた2次元問題の例

Table 11.4 "Fig.11.41"のサンプルの座標および計算結果

Point	Easting (ft)	Northing (ft)	U ₃ O ₈ Grade (p. p. m.)	Weight (inverse)	Weight (Kriging)
A	4150	2340	—	—	—
1	4170	2332	400	.319	.346
2	4200	2340	380	.137	.023
3	4160	2370	450	.217	.269
4	4150	2310	280	.229	.234
5	4080	2340	320	.098	.127

が生じたものと考えられる。

11.8.3 複合クリギングを用いた解析結果

複合クリギングの有効性を検討すべく、明らかに相関を有する2つのデータ群である、電極間隔の異なる2つの電気検層データ（long normalとshort normal、以下LN、SNと略す）に関して複合クリギングを行って推定値を求め、実際のデータとの比較を行った。

ここでは、電極間隔の異なる2種類の電気検層データ（SNとLN）が1mごとに採取されている。これらは、電極間隔のみが異なるだけでほぼ同一地点での測定であるため、非常に強い相関が認められる（Fig. 11.42）。そこで、SN、LNのセミバリオグラムおよび、両データ間のクロス・セミバリオグラムを作成し、5mごとに抽出したSNのデータをもとに、複合クリギングによって、それらのデータ間のサンプル値の推定を行った。

SN、LNのセミバリオグラムをFig. 11.43、Fig. 11.44に示し、それらのクロス・セミバリオグラムをFig. 11.45に示す。Fig. 11.43、Fig. 11.44ともセミバリオグラムの中に若干の周期性が見える。しかし、今回は、これを無視して球状モデルでこれらセミバリオグラムを表現するものとする。クロス・セミバリオグラムについては、指数モデルの当てはめが適当だと考えられる。

そして、これらのセミバリオグラムおよびクロス・セミバリオグラムをもとに5m間隔で抽出したSNのデータを用いて、それらのデータ間の値をLNデータ群を参照した複合クリギングを用いて推定した（なお、LNデータ群は1mごとにデータを与える）。その結果をFig. 11.46に示す。なお、比較対象として同じ条件下で、SNデータのセミバリオグラムを基に通常のクリギングによって求めた推定結果をFig. 11.47に示す。

複合クリギングおよび通常のクリギングによって求められた推定値をFig. 11.48に示す。●は推定に用いられた5mごとのデータ、*は実際のSNのデータである。Fig. 11.48によるならば、例えばS4～S5間の推定結果を見ると、複合クリギングの方が実際のデータに近い推定をしているのがわかる。これは、データLNのデータを考慮した結果、SNのデータが小さいことが推定されたもので、LNのデータを考慮してよりよい推定がなされたわけである。同様のことが区間S6～S7、S7～S8、S8～S9においても観察される。

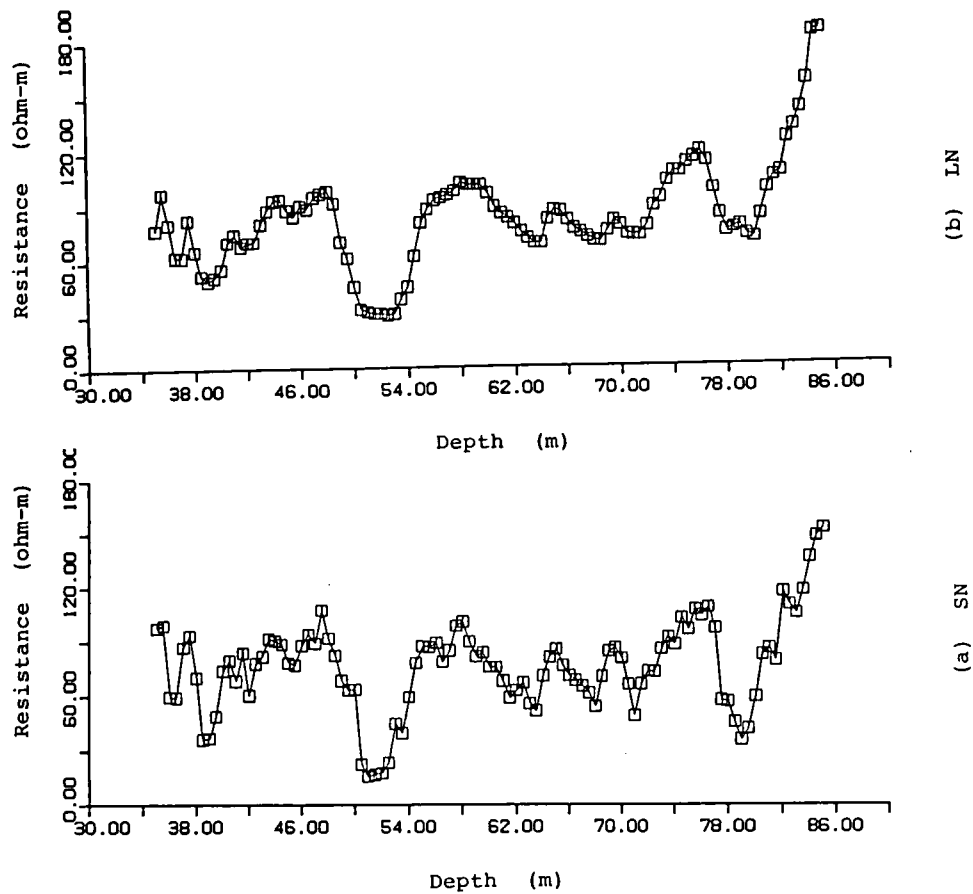


Fig. 11.42 S N データ群と L N データ群

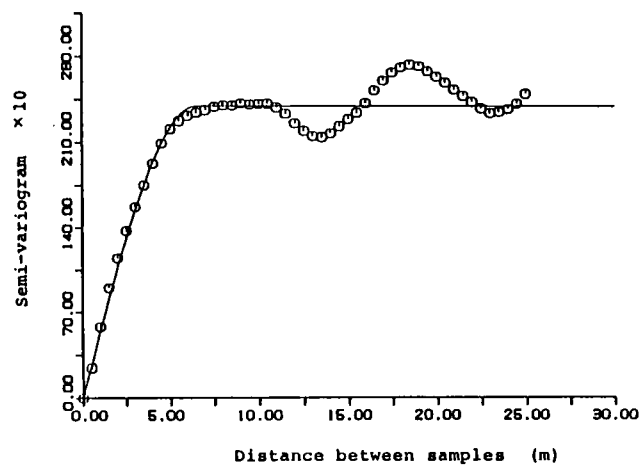


Fig. 11.43 S N に関するセミバリオグラム
(Spherical model、 $a=6.5\text{m}$ 、 $C=2400$ 、 $n=0$)

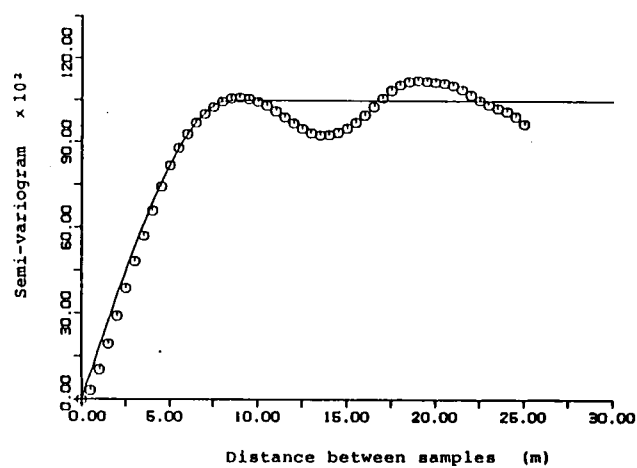


Fig. 11.44 LNに関するセミバリオグラム
(Spherical model、 $a=8.5\text{m}$ 、 $C=10500$ 、 $n=0$)

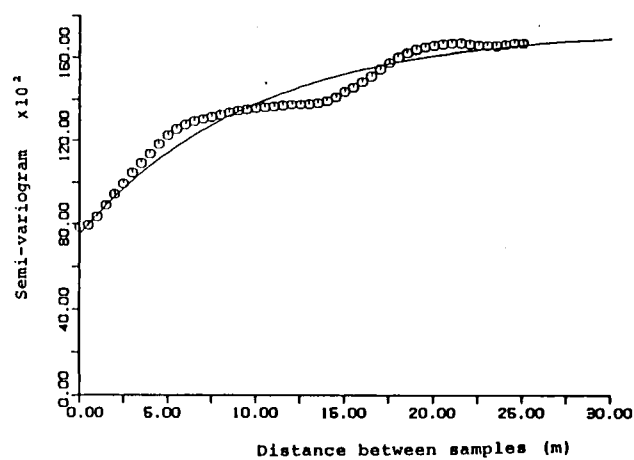


Fig. 11.45 SNとLNとの間のクロス・セミバリオグラム
(Exponential model、 $a=10\text{m}$ 、 $C=17500$ 、 $n=7500$)

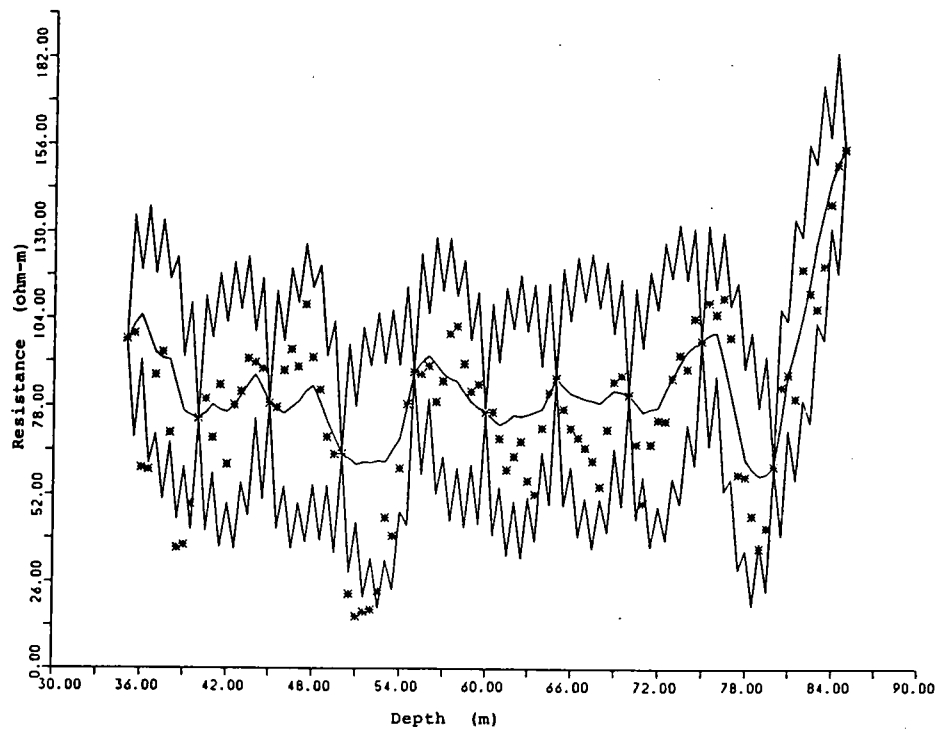


Fig. 11.46 複合クリギングによる推定結果

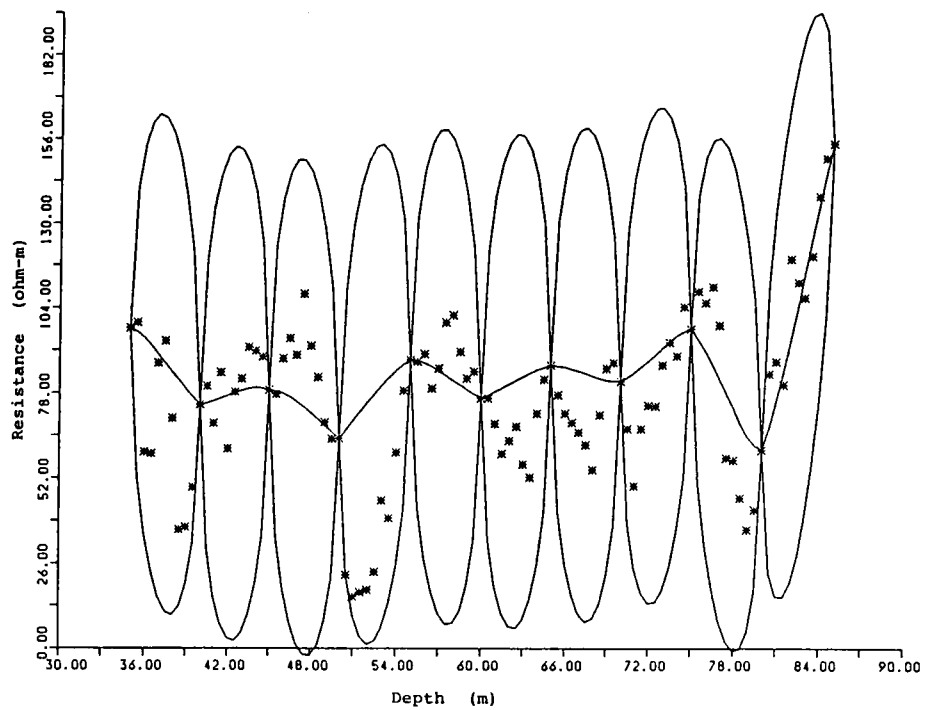


Fig. 11.47 通常のクリギングによる推定結果

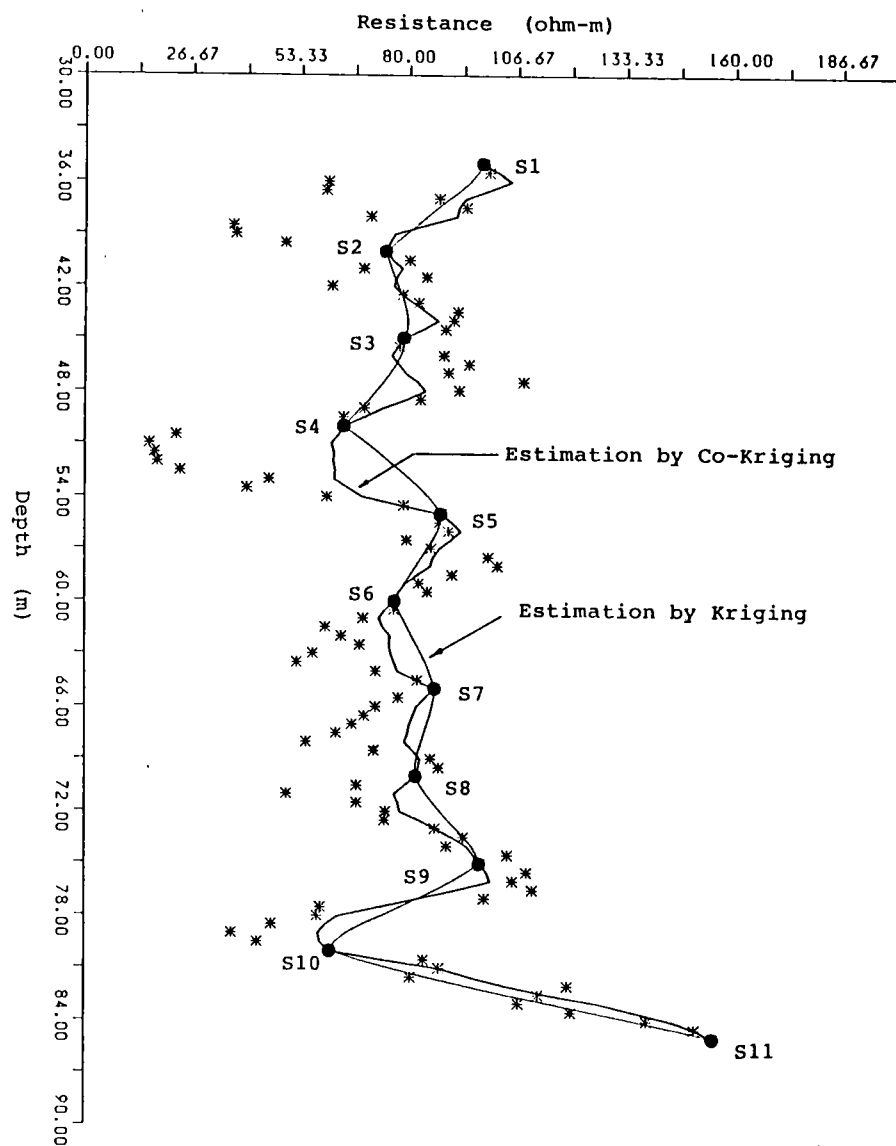


Fig. 11.48 S N の推定に関する複合クリギングと通常クリギングの推定値の比較

また、Fig. 11.46とFig. 11.47を比較すると、複合クリギングの方が通常のクリギングよりも推定値に対して小さな誤差分散を与えていることもわかる。これは、推定の精度が増したことを意味する。このように、非常に強い相関のある例に関しては、複合クリギングは、非常に有効な手法であることが判明した。

Fig. 11.49 に、5 m間隔で抽出したLNのデータを用いて、それらのデータ間の値をSNデータ群を考慮した複合クリギングを用いて推定した結果（なお、LNデータ群は1 mごとにデータを与える）を通常のクリギングでの推定値と比較したものを示してある（図の見方は Fig. 11.48に従う）。ここでも複合クリギングによってよりの確に実際のデータの変化に反応した推定が行われている。しかし、この例では、現時点での複合クリギングの欠点を露呈している。つまり、電気抵抗の値が負の値としても推定されている点である。これは、定式化の段階で、推定値が全データ群の全データの線型結合として、単純に表現されている点、また、データの制約条件としてデータの取り得る値の範囲が全く考慮されていないことなどが考えられる。

11.9 地盤統計法の利用に関する考察

上述したように地盤統計法は岩盤データの空間的な相関性を論議し、解析値の信頼性を確率で表現するものである。この解析法は複雑な岩盤割れ目のデータ解析に、また見方を変えれば岩盤評価や逆解析の精度向上に利用できると思われるので、いくつかの点について考察を加える。

a) セミバリオグラムの作成

地盤統計法の基礎を成しているのが、セミバリオグラムであるが、真に現場の状況表現しているセミバリオグラムの作成をどのようにするかは大きな課題である。サンプル数が多いとそれらから作成されるセミバリオグラムは、Nugget effect の小さい真のセミバリオグラムに近いと考えられるセミバリオグラムが作成される。地盤統計手法を用いる1つの目的は、最もよいと考えられる推定値を効率的なサンプル採取計画のもとで導き出してこようとすることである。しかし、そのために多くのサンプルが要求されるのでは本末転倒であって、この手法を用いる本来の目的からかけ離れる。

現在考えられる1つの手掛かりは、対象物の種類によってそのセミバリオグラ

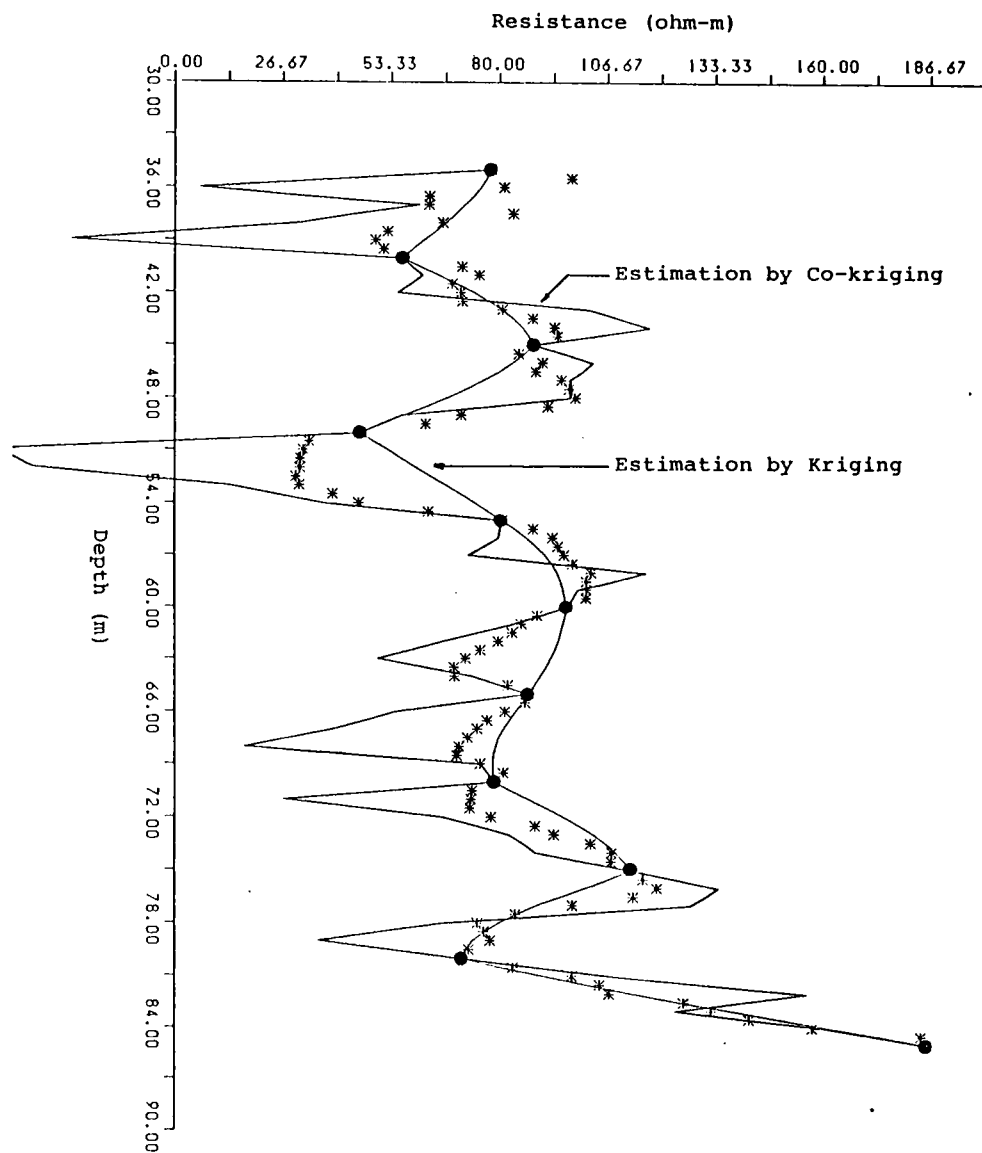


Fig. 11.49 LNの推定に関する複合クリギングと通常クリギングの推定値の比較

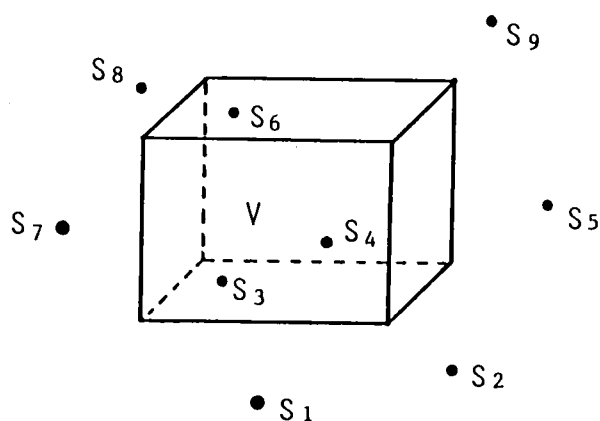


Fig. 11.50 3次元地盤統計手法

ムの形が決定される可能性があることである。岩盤割れ目の問題を扱う際に、周期性を考慮したセミバリオグラムが提案されている。その根拠としては岩盤の生成時に周期的に加えられる力学的作用や層状の地質構成等が考えられるが、各種地盤定数に関しても地盤の生成過程にまでさかのぼって考えるならば、それらのセミバリオグラムが取るべき必然的な形をある程度予測し得るのではないかとと思われる。また、研究が進み、データが豊富になると、経験的にも地盤や岩盤でとるべきセミバリオグラムの形が決定できるようになる可能性も考えられる。こうして、標準的なセミバリオグラムの形が決定されるなら、影響範囲、シル等の具体的な数値の決定もおのずと可能になってくる。

岩盤の割れ目モデルの評価にセミバリオグラムを有効利用することも可能である。岩盤の割れ目の実測データに基づいた種々のモデルが考案されているが、このモデルがどの程度実物と符合しているかを判定するのに、未だ標準的な方法は定められていない。フラクタル次元は有望な方法として研究が進められているものの一つである。セミバリオグラムは割れ目の密度、間隔、分布など割れ目の様々な性質に対して作成できるので、それらをモデルと実測値で比較してモデルの精度を評価することが可能となる。

b) 3次元地盤統計手法

本研究では、1次元と2次元の問題しか考察しなかったが、これを3次元に拡張することも可能である。3次元問題は、Fig. 11.50のように、空間に配置され

た複数個のサンプルデータにより、空間内の1点、もしくは、空間内のある領域のサンプル値を推定するものである。実際に現場で扱う対象は、通常3次元であり、3次元的な地盤定数の分布等を推定し得るなら、非常に有効であることは想像に難くない。

c) 複合クリギング

複合クリギングは2組のデータの相関をもとに、一方のデータから他方を推定する方法である。例えば、透水性とRQDが相関性を有するとすれば、透水性はRQDのデータから存在確率が求められることになる。この性質を有効に利用すれば、得るのが困難なデータを比較的多量に採取できるデータから推定することが可能となる。しかし、複合クリギングの詳細な性質や、組になるデータ群の相関が岩盤に対して明らかになっていないので、基本的な岩盤データの蓄積が必要である。

d) 逆解析への適用

鈴木・石井(1988)によって、地盤統計手法を用いて推定した推定値ならびにその分散値を用いた確率有限要素法に関する研究が行われている。こうした新しい研究が行われるようになった現在でも、有限要素法を用いた数値解析において、対象領域内全域に同一の地盤定数を与えて(地盤の不均質性を可能な限り無視して)解析する方法がまだまだ一般的である。しかし、地盤統計手法を用いて計算された地盤定数の推定値を領域内各点に割り当て計算するなら、その精度は飛躍的に向上するものと考えられる。

この考えをFig. 11.51(a)(b)(c)(d)に概念的に示した。図(a)は不均質性のある解析対象領域に数点の計測点(例えば、水位観測、揚水試験など)がある場合を想定している。第5章で述べた逆解析法では、通常均質連続体地盤を仮定して計算を行っているので、真に地盤が均質であれば図の(b)のように真値が逆算される。しかし、図の(c)のような不均質地盤では平均値としての値(例えば平均的な透水係数K)しか求められない。そこで、計測値を一度、地盤統計法によってデータ解析し、逆解析用の元の計測値の分布を作っておけば、不均質地盤であっても確度の高い解析結果が得られると考えられる。その結果をさらに分析すれば、各推定値では、そのばらつき具合を示す分散があわせて計算されるから、計算結果の統計的処理も行うことができる。これは、複雑な地盤特性を有する地盤工学の

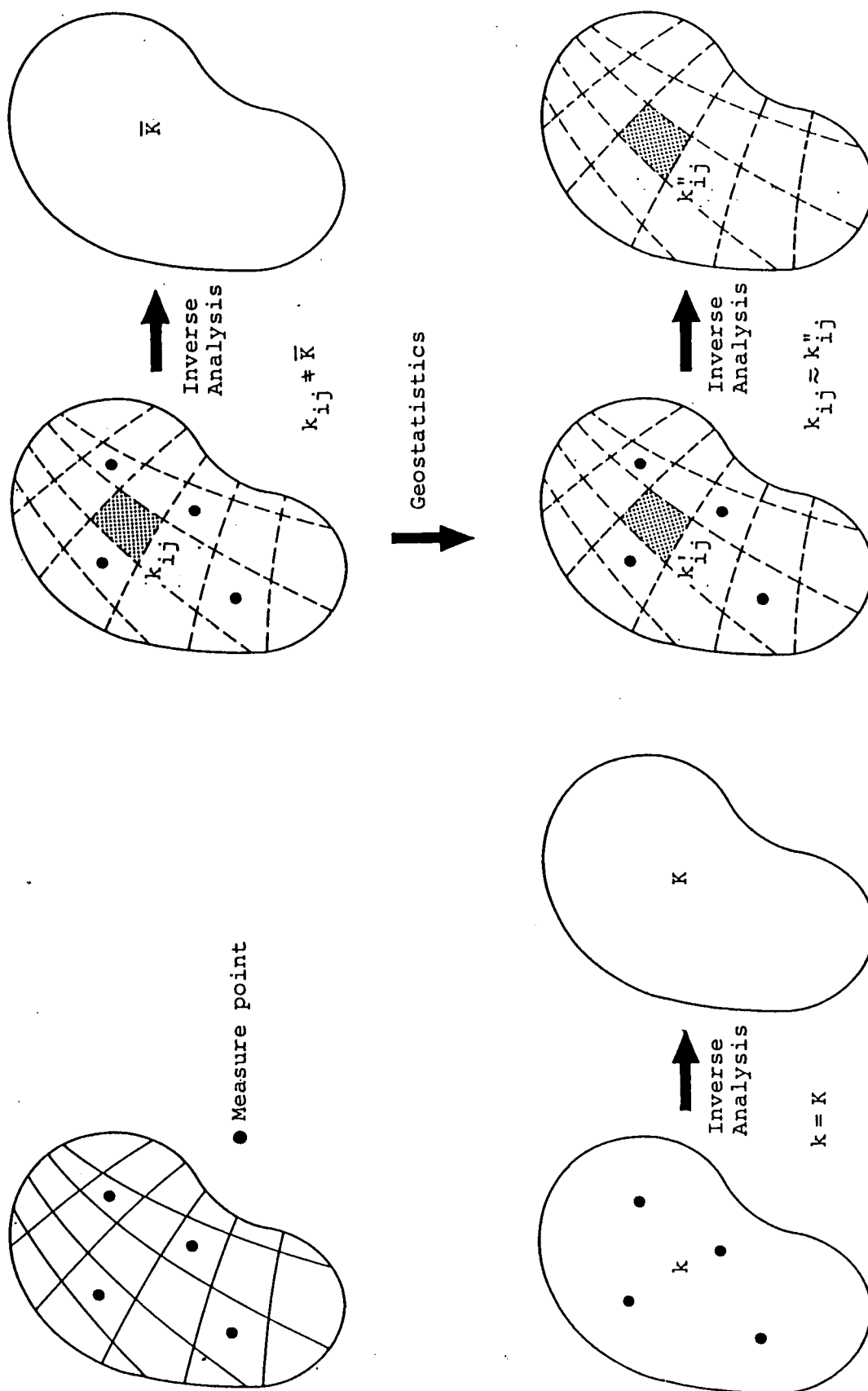


Fig. 11.51 逆問題への適用についての概念

定数決定作業や解析においても信頼性を考慮したアプローチ（広義には信頼性解析）を可能にするものである。

1 1 . 1 0 まとめ

本章は実際の岩盤を対象にして、そこに存在する割れ目性状の調査・評価方法および岩盤の3次元モデル化について検討し、モデルを使って有限要素解析を行う方策を示した。また、岩盤割れ目のデータを評価する方法として地盤統計法の潜在的な可能性を考察した。その結果は次のようにまとめられる。

1) 割れ目の方向性に関しては、必要以上に小さなものを対象にしなくても、ある程度大きなものからも十分その傾向は判断できる。割れ目長に関しては、その分布形は指数分布に近似できる。また、露頭面の割れ目密度は理論的に十分評価できる。

2) 地表踏査やボーリング調査データから得られた割れ目情報をできるだけ活用したうえで、岩盤の不連続性の効果を具体的に浸透流計算に取り入れる1つの方法を提示した。従来割れ目情報の取り扱いは不完全のまま放置された感があったが、少なくともここで示した方法を取り入れることにより、割れ目調査の意義が明確になり、今後の作業にも目的意識が付加されることと思われる。

3) 岩盤の3次元モデルについては、従来から用いられている割れ目を円盤に仮定したモデルよりも、今回示した多角形割れ目を仮定した割れ目モデルの方が実際岩盤により近いものを表しうる。しかしながら方向性の評価にはどの程度のスケールの割れ目を対象にすればよいのか、また今回示したもののさしで評価された情報から岩盤の3次元モデルを考える場合、その情報をいかに3次元に拡張すればよいのかなどまだまだ残された課題は多い。

4) 岩盤のデータを地盤統計法により評価する方法を1次元、2次元の例を用いて示し、その妥当性を検討した。また、相関の強いデータ群同士では、複合クリギングはより高い精度で推定を行うためには非常に有効な手段であることがわかった。しかし、あいまいな相関しか示さないものに対しては問題の残る手法であることが判明した。

5) 地盤統計法の利用の可能性についていくつかの考察を行った。セミバリオグラムの作成やその岩盤割れ目モデルの評価への適用、3次元化への試み、逆解析

手法への展開について、願望も含めて研究の方法性についてまとめた。十分な岩盤情報が蓄積してくれば、利用の可能性をもつ手法であることは明白である。

近年岩盤の不連続性を対象とした解析が多く行われているが、それらは岩盤が3次元的なものにも関わらず、2次元の域から脱したものは数少ない。この原因としては解析方法の限界もあろうが、解析に用いる岩盤のモデル化の立ち後れも大きく影響しているものと思われる。したがって本研究のようなモデル化に関する今後の成果が岩盤を対象とした解析の進歩に大きく貢献するものと確信するものである。

第 11 章 参 考 文 献

- Baecher, G.B., Lanney, N.A. and Einstein, H.H. (1977) : Statistical Description of Rock Properties and Sampling, Proc. 18th U.S. Symposium on Rock Mechanics, pp. 5c 1-8
- Bear, J. (1972) : Dynamics of Fluids in Porous Media, Elsevier, New York.
- Caldwell, J.A. (1971) : The Theoretical Determination of the Fluid Potential Distribution in Jointed Rocks. M.Sc. Thesis, Univ. of Witwatersrand, Johannesburg, South Africa.
- Call, R.D., Savely, J. and Nicholas, D.E. (1976) : Estimation of Joint Set Characteristic from Surface Mapping Data, 17th U.S. Symposium on rock Mechanics, pp. 2b 2-1~2b 2-9.
- Clark, I. (1982) : Practical Geostatistice, Applied Science Publisher.
- Dershowicz, S.T. (1986) : Modeling of rockjoints, Ph.D. Thesis, Massachusetts Institute of Technology.
- Dehoff, R.T. and Rhines, F.N. (1968): Qualitative Microscopy, McGraw Hill, New York (牧島邦夫監訳: 計量形態学、内田老鶴新社、1972)
- Devid, M. (1977) : Geostatistical Ore Reserve Estimation, Elsevier.
- Englman, R., Y. Gur, Z. Jaeger (1983) : Fluid Flow through a Crack Network in Rocks. Journal of Applied Mechanics, Vol. 50, pp. 707-711.
- Freeze, R. A. (1975) : A Stochastic-Conceptual Analysis of One-Dimensional Groundwater Flow in Nonuniform Homogenous Media. Water Resources Research, Vol. 11, No. 5, pp. 725-741.
- Journel, A.G. and Huijbregts, Ch. J. (1978) : Mining Geostatistice, Academic Press.
- 菊地広吉・井上大栄 (1973) : 電子計算機を利用した極座標を用いた岩盤節理の卓越方向の検討、応用地質、第14巻、2号.
- 菊地広吉・三室俊昭・大村富士夫・原 敏昭 (1984) : 節理性岩盤のモデル化に関する研究、第16回岩盤力学に関するシンポジウム講演論文集.

- 草深守人、浜島良吉、川井忠彦(1988)：岩盤中に分布する中小規模き裂面の定量的評価手法、土質工学会論文報告集
- La Pointe, P. R. and J. A. Hudson (1981) : Characterization and Interpretation of Rock Mass Jointing Patterns. Department of Metallurgical and Mineral Engineering, University of Wisconsin, Madison.
- Long, J.C.S., Remer, J.S., Wilson, C.R and Witherspoon, P.A.(1982) : Porous Media Equivalents for Networks to Discontinuous Fractures, Water Resources Research, Vol.18, No.3, pp.645~658.
- Long, J. C. S. (1983) : Investigation of Equivalent Porous Medium Permeability in Networks of Discontinuous Fractures. Ph.D.Thesis, College of Engineering, University of California, Berkeley.
- Madden, T. (1983) : Microcrack Connectivity in Rocks: A Renormalization Group Approach to the Critical Phenomena of Conduction and Failure in Crystalline Rocks. Journal of Geophysical Research, Vol. 88, No. B1, pp. 585-592.
- Marcus, H. and D. E. Evanson (1961) : Directional Permeability in Anisotropic Porous Media. Water Resources Center Contribution No. 31, University of California, Berkeley, 105 pp.
- Marcus, H. (1962) : The Permeability of a Sample of an Anisotropic Porous Medium. Journal of Geophysical Research, Vol. 67, pp. 5215-5225.
- Miller, R.L. and Kahn, J.S.(1962) : Statistical Analysis in the Geotechnical Sciences, John Willey and Sons.
- 三室俊昭・小林隆志・菊地広吉(1985)：節理性岩盤のモデル化における節理の組合せ、第17回岩盤力学に関するシンポジウム講演論文集.
- Oda, M.(1985) : Permeability Tensor for Jointed Rock Masses, Geotechnique, Vol.35 (4).
- 大西有三・鍵本広之(1988)：岩盤割れ目性状の評価方法に関する一考察、土木学会論文集、第400号/III-10、12月、pp.29-38.
- 大西有三・鍵本広之・西野賢治(1986)：岩盤節理情報の処理とその浸透流解析への適用について、土木学会論文集、第376号／Ⅲ-6, PP.241-248.

- 大西有三・西野賢治(1984)：岩盤調査による割れ目情報を利用した岩盤浸透流解析、第16回岩盤力学に関するシンポジウム講演論文集。
- 大西有三・西野賢治(1984)：不連続性岩盤の準三次元浸透流解析、第6回岩の力学国内シンポジウム講演論文集。
- 大西有三・西野賢治・鍵本広之(1985)：モデル化された節理性岩盤の浸透流解析、第20回土質工学研究発表会講演論文集。
- Parsons, R. W. (1966) : Permeability of Idealized Fractured Rock. Society of Petroleum Engineering Journal, Vol. 10, pp. 126-136.
- Priest, S.D. and Hudson J.A.(1981) : Estimation of Discontinuity Spacing and Trace Length Using Scanline Surveys, Int. J. Rock Mech. Min. Sci. Geomech. Abstr. 18, pp.183~197.
- Robertson, A. (1970) : The Interpretation of Geological Factors for use in Slope Stability. Proceedings, Symposium on the Theoretical Background to the Planning of Open Pit Mines with Special Reference to slope Stability, pp. 55-71.
- Robinson, P.C.(1982): Connectivity of Fracture Systems - A Percolation Theory Approach, Theoretical Physics Div., AERE Harwell.
- Rocha, M., and F. franciss (1977) : Determination of Permeability in Anisotropic Rock Masses from Integral Samples. Structural and Geotechnical Mechanics, ed. W. J. Hall, Prentice-Hall, New York, N.Y., pp. 178-202.
- Sagar, B., and A. Runchal (1982) : Permeability of Fractured Rock: Effect of Fracture Size and Data Uncertainties. Water Resources Research, Vol. 18, No. 2, pp. 266-274.
- Scheidegger, (1954): Directional Permeability of Porous Media to Homogeneous Fluids. Geofisica pura Applicata, Vol. 28, pp. 75-90.
- Snow, D. T. (1965): A Parallel Plate Model of Fractured Permeable Media, Ph.D. Dissertation, University of California, Berkeley, 331 pp.
- Snow, D. T. (1969): Anisotropic Permeability of Fractured Media. Water Resources Research, Vol. 5, No. 6, pp. 1273-1289.

- 鈴木誠・石井清(1988): 土質定数の空間分布推定法を用いた確率有限要素法、土木学会論文集、第394号/III-9、6月, pp. 97-104.
- 田中和宏・宮川公雄・井上大栄・吉田栄一・大澤英昭・尾方伸久・柳澤孝一・山川稔(1988): 東濃鉱山における花崗岩の断列系の特性調査と岩盤評価ーボアホールテレビジョン装置によるAN-1号孔の岩盤割れ目の特性調査(その1)、電力中央研究所報告.
- Terzagi, R. (1965): Sources of Error in Joint Surveys, Geotechnique, Vol. 15, p. 287.
- Wilke, S., E. Guyon, and G. de Marsily (1983): Water Penetration through Fractured Rocks a Percolation Description. Journal of the International Association for Mathematical Geology.
- Wilson, C. (1970): An Investigation of Laminar Flow in Fractured Porous Rocks. Ph.D. Dissertation, University of California, Berkeley.

第 1 2 章

結

論

岩盤の中の水の流れ、すなわち岩盤浸透流を考える場合、すべての基礎は岩盤の挙動把握に始まり、岩盤に関する2つの事象を対象にしなければならない。1つは水や空気からなる流体、もう1つは水を流す媒体となる岩盤である。これらの取扱いには、まず調査や実験による事実の把握、モデルの構築、モデルの解析がある。

岩盤の中の水の流動には不明な点が多い。地表の水が地下に浸透してどのような経路で地下深部にたどり着き、またどのような様子をどのくらい時間をかけて再び地表に循環してくるのか、未解明部分が多く研究者の頭を悩ませている。地表の水は海に向けていくつかの循環系をたどって流れているとされ、地表近くの循環は地形に大きく影響されることがわかっている。

岩盤内の浸透流をモデル化する場合、岩盤を連続体とみるか、不連続体とみるかによって解析内容が大きく異なる。連続体とした場合、基本的にはラプラスの方程式で代表されるポテンシャルの式を解くことによって解が得られ、さまざまな工学的な判断を行うのに必要な道具が揃っている。不連続体とした場合には解の精度は岩盤の不連続モデルの精度に著しく依存する。これは、解析精度が岩盤内部の不連続面の調査技術そのものと関連することを示している。

不連続性岩盤のモデル化には不連続面の幾何学的データを統計処理し、等価連続体に置き換える方法と、不連続面のデータをそのままディスクリートな形で取り込んで計算する方法が考えられており、現在両者についてモデルの妥当性を示すためにいろいろな形で検証が行われている。

本研究では、岩盤浸透流に関わるさまざまな現象をとらえるのに、どのようにモデル化を行い、どのように数値解析を利用するかについてまとめた。

以下に、各章の概要と得られた結論をまとめる。

序論では、本研究の背景、研究の重要性について述べ、解析に用いた基本式は、

汎用的なものであること、解析の対象は岩盤であっても、地盤であっても連続体であるとモデル化すれば、その中の水が同じであれば解析手法は全く区別なしに利用できることができること、また、連続か、不連続かを議論しているのは岩盤の幾何学的性質についてであることを示した。

2章では、岩盤浸透流解析の基礎を説明した。有限要素法の定式化、2次元・3次元の浸透流解析手法とその解析例を示した。また、不飽和状態を考慮できるコードを開発し、不均質岩盤の自由水面の解析的取り扱いを容易にする方法を提示した。解析手法の妥当性は室内実験で検証された。

3章では、3次元解析法の簡易形である準3次元解析法の考え方と、それをトンネルの解析に利用した例を示し、実用性を明らかにした。

4章では、準3次元解析法を一般化したスライス法による擬似3次元解析法について論じた。実岩盤は3次元であるので、3次元解析への要求は強いが、調査等技術や計算の費用や時間等の点で制約が多い。この手法が簡易3次元計算法として、3次元解析の結果と遜色のない結果が得られる効果的な方法であることを示した。

5章では浸透流解析を行う際に最も重要な滯水層定数を、地盤の地下水位を観測値から求めるという逆解析手法について述べ、実例をいくつか示した。

6章では、2章から5章までの連続体解析と異なり、岩盤を不連続性剛体と仮定したときに用いるべき解析モデルと解析手法について論じた。従来の研究成果を勘案しながら、本章では、1次元モデル解析、2次元浸透実験、準3次元解析法についての方法論と適用性について述べた。

7章で、岩盤の変形性体を取り扱う方法を議論した。基本式は、水に関するものと岩盤自体のものが必要となる。岩盤の基本式を導き、線形弾性連続体であるという最も簡単な仮定のもとで、応力・変形－浸透連成問題の有限要素定式化を行なった。解析例としてトンネル掘削時の周辺地盤の沈下、揚水による多層系地盤の間隙水圧の変化などに示し、解析方法の妥当性を検討した。

8章では熱、水、岩盤という3つの相互作用を考慮した連成解析のために、7章で導いた式にエネルギー法則を加え、有限要素法で定式化を行なった。

9章では等価連続体モデルとして不連続性岩盤内の透水特性を巨視的に表現する特別なモデル、二重空隙モデルを連成問題に拡張し、岩盤の等価連続体応力、

浸透流解析を実施した。

10章は不連続体の有限要素法による連成解析手法について考察した。有限要素法による応力・変形解析に浸透流解析を加え、ジョイント要素を導入して連成解析に用いている。その他に、不連続部を岩盤の挙動の支配的要因と考えた個別要素法を連成解析に応用した例を示した。

11章で岩盤工学の大テーマである岩盤のモデル化について、モデル化のための割れ目情報の収集方法、統計処理の考え方、浸透流解析のための定式化の方法について述べた。また、3次元解析の手がかりを得ることが出来ると思われる地盤統計法の概略とその利用意義について論じた。

12章は以上の研究成果をまとめた結論である。

岩盤工学問題に関する大部分のプロジェクトでは岩盤内に存在する割れ目システムの幾何学形状をできるだけ完全に知った上で解析を行なうのが基本であろう。割れ目の平面形状をなすという特質のために、大かれ少なかれ割れ目は岩盤に異方性という複雑性をもたらすのが常である。したがって、割れ目の方向性は割れ目システムの性質の中では最も重要な性質である。また、現場での地質調査は割れ目が往々にして連続していなかったり、割れ目の頻度が場所場所で著しく変化することを示している。こうした、幾何学的特性が岩盤の力学的、水理学的性質にどのような明確な影響を与えているかを明らかにするために精力的な研究が続けられている。

岩盤構造物を安全に、経済的に、迅速に建設したいというさまざまな要求のレベルに応じて、岩盤のモデル化を行い、相応の解析モデルで効率よく解析を行うのが肝要というのが実用的な工学の基本である点を十分理解すべきである。岩盤浸透流解析でも、本論文で述べたように各種の解析モデルが揃っているので、最も適切な解析手法を用いる岩盤モデルの質に応じて用いるべきである。また、現時点の状況では、モデル化を行う限り、現実の岩盤とギャップが生じる。これを埋めるのが工学的判断であるという結論に到達する。

本論文は著者が京都大学工学部土木系教室に奉職以降の岩盤浸透流に関する研究成果を取りまとめたものである。この間、終始懇切な御指導と御鞭撻を賜った京都大学工学部土木工学教室赤井浩一教授には深甚の謝意を表する。赤井先生には、著者にとって一大転機となった米国留学を勧めて頂き、精神的にも支えていただいたことに改めて感謝する次第である。

著者が現在お世話になっている京都大学工学部交通土木工学教室足立紀尚教授には、米国留学中から今日に至るまで様々な面で御指導いただき、深く感謝の意を表す。

岩盤浸透流という課題の研究は、元を正せば京都大学工学部の卒業論文で岩盤の解析をテーマとして指導教授の丹羽義次先生（京都大学名誉教授）と小林昭一先生（京都大学工学部教授）から与えられたことに始まる。その後、1968年に米国カリフォルニア大学バークレー校に留学する機会を得、岩盤工学の基礎をグッドマン教授から教わった。博士課程の後半から、ローレンス・バークレー研究所のウィザスプーン教授の指導の下で浸透流の解析についての研究を行った。1973年に京都大学に奉職、その後、岩盤のモデル化に関してロンドン大学インペリアル・カレッジのハドソン教授の知遇を得、応用面のことも含めて種々のことを教えられた。また、1987年から1年間マサチューセッツ工科大学に客員助教授として在籍、アインシュタイン教授との共同研究で岩盤の数値統計解析手法を学んだ。これらの先生方には、現在でもいろいろお世話になっているが、長年の御指導、御助言、御鞭撻に対して心から感謝の意を表したい。

本研究を遂行するにあたり、貴重な御助言、御協力をいただいた方々は数え切れないほどである。大学の諸先生、同僚後輩諸氏、他の機関の友人には、ここに改めて深く感謝の辞を述べさせていただく。

最後に、共に研究、勉学に励み、本論文の内容の大部分の完成に御協力いただくとともに、快適な研究環境を創り出していただいた京都大学工学部交通土木工学教室路盤基礎工学研究室の関係の各位に心から感謝するものである。